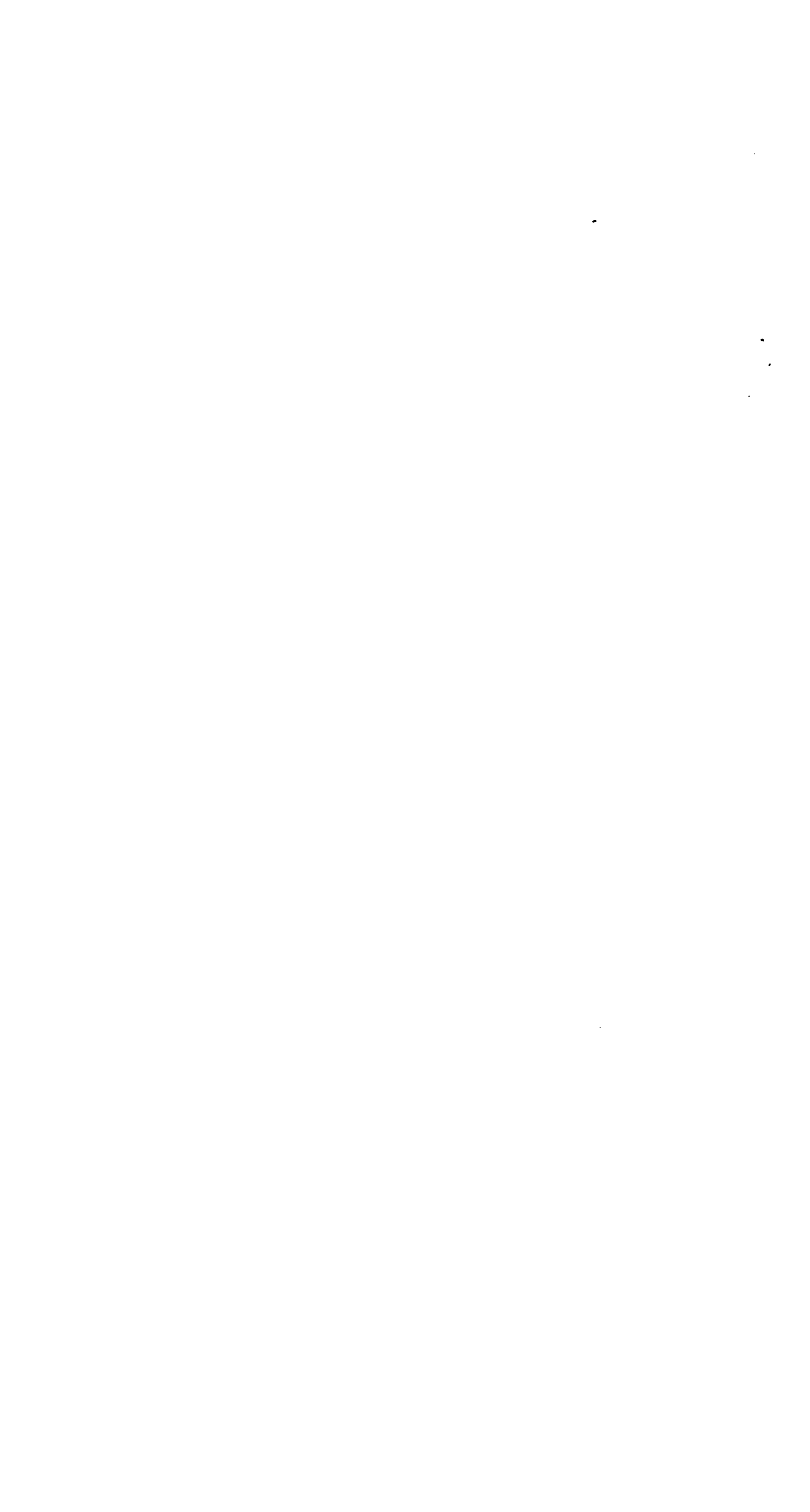

4212
HN 4NQI P


SIGILL : COLL : HARVARD : CANTAB : NOV : ANGL : 1650.
CHRISTO ET ECCLESIAE
BOUGHT WITH
THE INCOME FROM THE
SUBSCRIPTION FUND
BEGUN IN 1858.
13 Sept. 1875.





LEHRBUCH

DER

PETROGRAPHIE.



LEHRBUCH

DER

PETROGRAPHIE

VON

DR. FERDINAND ZIRKEL,

O. Ö. PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT ZU LEMBERG.

ZWEITER BAND.

BONN,

BEI ADOLPH MARCUS.

1866.

Druck von Carl Georgi in Bonn.

Inhaltsverzeichniss.


SIGILL : COLL : HARVARD : CANTAB : NOV : ANGL : 1650.
CHRISTO
ECCLESIAE
BOUGHT WITH
THE INCOME FROM THE
SUBSCRIPTION FUND
BEGUN IN 1858.
13 Sept. 1875.

LEHRBUCH

DER

PETROGRAPHIE

VON

DR. FERDINAND ZIRKEL,

O. Ö. PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT ZU LEMBERG.

ZWEITER BAND.

BONN,

BEI ADOLPH MARCUS.

1866.

Druck von Carl Georgi in Bonn.

Inhaltsverzeichniss.

Zusätze und Berichtigungen.

Zum I. Band.

Zu S. 24. Quarz erscheint spärlich in dem Anorthitgestein (Kugeldiorit, Corsit) von Corsica.

Zu S. 35. Nosean bildet auch einen Gemengtheil gewisser Leucitophyre; vgl. Nosean-Leucitophyr Bd. II. 266.

Zu S. 45. Serpentin tritt auch als Gemengtheil von Anorthitgesteinen auf; vgl. Bd. II. 136.

S. 53 Z. 9 v. o. lies: Dunit statt: Dunnit.

Zu S. 191. Zu Leopoldshall, dem anhaltinischen Theil des stassfurter Salzlagers, fand sich ein neues Mineral, Kainit genannt, eine feinkörnige Masse von gelblicher oder grauer Farbe, leicht in Wasser löslich, aber an der Luft nicht feucht werdend; sie ergab: Chlor 14.52; Kalium 13.54; Natrium 1.30; Schwefelsäure 32.98; Magnesia 16.49; Wasser 21.00, woraus sich die Formel ($K\,Cl + 2\,\dot{Mg}\,\dddot{S}$) + 6 aq ableitet (Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 649). Für den Kieserit erhielt Rammelsberg die Formel $2\,\dot{Mg}\,\dddot{S} + 3$ aq ($18\frac{1}{3}$ pct. Wasser) und wegen des wechselnden Wassergehalts hält er es für nicht unwahrscheinlich, dass der Kieserit ursprünglich wasserfrei sei. Ueber den Kainit vgl. auch Zinken, Berg- u. hüttenm. Zeitg. XXIV. 1865. 288. Ueber die Mineralvorkommnisse von Stassfurt machte E. Reichardt, welchem wir schon früher eine Arbeit über mehrere derselben verdanken (Act. d. k. Leop. Akad. d. Wiss. 1860) neue werthvolle Mittheilungen (N. Jahrb. f. Min. 1866. 321). Er stellte u. a. zahlreiche Analysen von Kainit an, welche indessen sehr verschiedenen Gehalt an Schwefelsäure, Chlor, Kali, Magnesia und Wasser ergaben, weshalb er dieses Mineral für ein Gemenge verschiedener Salze hält, welche in wechselnder Menge so verbunden sind, dass das Ganze keiner einfachen chemischen Formel entspricht.

S. 234 Z. 6 v. u. lies: $3\,\dot{Ca}\,\ddot{C} + 2\,\dot{Mg}\,\ddot{C}$ statt: $2\,\dot{Ca}\,\ddot{C} + \dot{Mg}\,\ddot{C}$.

Zu S. 247. Ueber die Frage nach der Bildung der Dolomite und insbesondere derjenigen Südtyrols handelt eine reichhaltige Arbeit von Scheerer, worin dieselbe vorzugsweise durch die (auf S. 247 erläuterte) Einwirkung einer Lösung von Magnesiacarbonat in kohlensäurehaltigem Wasser auf gewöhnliche oder magnesiahaltige Kalksteine erklärt wird (N. Jahrb. f. Min. 1866. 1).

S. 285 Z. 11 v. u. lies: leitmeritzer statt: butmeritzer.

Zu S. 341. Ueber oolithische Eisenerze von Mouries vgl. Virlet, Bull. de la soc. géol. (2) XXII. 418.

Zu S. 385. Die Steinkohlenlager von Neu-Süd-Wales, welche dis-

cordant auf goldführenden Schiefern und andern Gesteinen liegen und von dem Sidney-Kalkstein bedeckt werden, der entweder die oberste Steinkohlenformation oder die unterste Dyas zu vertreten scheint, gehören ihren Pflanzenresten nach zur ächten Steinkohlenformation; W. Keene im Quart. journ. of geol. soc. XXI. 137.

Zu S. 407. Ueber Erdöl in Galizien vgl. Posepny, Jahrb. d. geol. Reichsanst. XV. 1865. 351; v. Cotta, Berg- u. hüttenm. Zeitg. XXV. No. 7. S. 53; auch N. Jahrb. f. Min. 1866. 367.

S. 410 Z. 6 v. o. lies: Flocken statt: Flecken.

Zu S. 514. Naumann theilte sehr detaillirte Schilderungen über die Lagerungs-, Begrenzungs- und Altersverhältnisse der Carlsbader Granite mit (N. Jahrb. f. Min. 1866. 145).

Zum II. Band.

Zu S. 22. Den Feldspath in dem von vom Rath Tonalit genannten Gestein, welcher nahezu auf das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 7 führt, hat Kenngott als eine Verwachsung von Kalkfeldspath (Labrador) mit Natronfeldspath (Oligoklas) betrachtet; er zeigte, dass er sich auf Grund der Analyse in ganz befriedigender Weise als eine Verwachsung von 51.78 Labrador und 44.46 Oligoklas (ausserdem 1.73 Kaolin, 1.60 Thonerde, 0.94 Kieselsäure) deuten lässt. Auch versuchte er die Berechnung der mineralogischen Zusammensetzung des Tonalit-Gesteins, welche sich allerdings hier und da auf willkührliche Annahmen stützen muss (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1866. 569).

Zu S. 53 und 92. In dem Melaphyr von Breitenbrunn zwischen Kuchel und Smolenitz in den kleinen Karpathen, sowie in dem Melaphyr, welcher bei Falgendorf im böhmischen Rothliegenden Gänge bildet, wies Tschermak Olivin nach. In dem sehr feinkörnigen, bräunlichschwarzen Augitporphyr von der Giumella Alpe, ferner in dem von Forno und vom Latemar liegen kleine braunrothe bis eisenschwarze Olivinpseudomorphosen (Tschermak, Sitzungsber. d. Wien. Akad. LII. 1865. 1. Abth. 265). Die petrographische Aehnlichkeit zwischen Melaphyr und Augitandesit, zwischen Augitporphyr und Basalt wird dadurch noch evidenter.

Zu S. 121. Ueber Gabbro zwischen Gschwend und der Niedergabenalpe vgl. Tschermak, Sitzungsber. d. Wien. Akad. LII. N. Jahrb. f. Miner. 1866. 366.

Zu S. 134 und 318. Die Teschenite Hoheneggers (Die geognost. Verh. d. Nordkarpathen, Gotha 1861) aus der Gegend von Neutitschein, Teschen und Bielitz zerfallen nach Tschermak in zwei verschiedene Gesteine, den Pikrit, ein feldspathführendes Olivingestein (vgl. S. 336) und den eigentlichen Teschenit, ein eigenthümliches Gestein bestehend aus triklinem Feldspath, Analcim und bald Hornblende, bald Augit; nach der überaus basischen Zusammensetzung der Gesteine ist der Feldspath Anorthit. Hierher gehört das als Corsit (S. 134) aufgeführte Gestein von Boguschowitz, während das S. 318 erwähnte Gestein vom Gümbel-

berge ein Pikrit ist, wodurch nunmehr auch der früher auffallende geringe Kieselsäure- und grosse Magnesiagehalt desselben eine Erklärung findet. Nach Madelung darf den Tescheniten kein höheres geologisches Alter beigemessen werden, als das der obern Eocänformation (Sitzungsber. d. geol. R.anst. 29. Nov. 1864) und das Gestein von S. 134 gehörte also zu den jüngern, wie S. 318 erwähnt; nach Tschermak aber gehören alle Teschenite (und Pikrite) zur ältern und mittlern Kreideperiode, indem er ihre innerhalb der Eocänschichten erscheinenden Massen als präexistirend auffasst (Sitzungsber. d. Wien. Akad. 8. März 1866).

Zu S. 146. Im Jahrb. d. geol. Reichsanst. XVI. 1866. Sitzung v. 6. März findet sich eine Eintheilung der Trachytfamilie von G. Tschermak, welche sich von der im vorliegenden Lehrbuch getroffenen nur durch die Bezeichnungen unterscheidet. Tschermak zerfällt die Trachyte in Sanidinite (mit glasigem Kalifeldspath, Sanidin) und Mikrotinite (mit glasigem Kalk-Natronfeldspath, Mikrotin, Oligoklas). Die Sanidinite entsprechen so unsern Trachyten, die Mikrotinite unsern Andesiten; in jeder Gruppe wird eine kieselsäureärmere Abtheilung (unser Sanidin- und Sanidin-Oligoklastrachyt, sowie Andesit) und eine kieselsäurereichere Abtheilung (unser Quarztrachyt und Quarzandesit) unterschieden. Später (17. Apr.) werden die kieselsäurereichen Mikrotinite unter dem von Stache herrührenden Namen Dacit (vgl. S. 169) aufgeführt, obschon derselbe auch sanidinhaltige Gesteine umfasst.

S. 167 Z. 8 v. o. lies: Tokaj statt: Tokay.

Zu S. 167 und 214. Ueber »Trachyte und Rhyolithe« der Umgegend von Tokaj enthält das Jahrb. d. geol. Reichsanst. XVI. 1866. 82 eine Abhandlung von J. Szabó, worin »Andesit-Trachyt, Amphibol-Trachyt, trachytischer Rhyolith und lithoidischer Rhyolith« unterschieden werden.

Zu S. 221. Bereits sind die vulkanischen Gesteine, welche die jüngsten submarinen Eruptionen (1866) in der Bucht von Santorin mit emporbrachten (von den Inseln Georg I, Aphroessa und Reka) mineralogisch und chemisch untersucht worden. Die Gesteine sind entweder feinporös oder dicht-pechsteinartig, meist voll von kleinen Blasenräumen, die zum grössten Theil mit einem Aggregat von weissem, glasglänzendem rissigem Feldspath, lauchgrünem Olivin und glänzenden Magneteisenkrystallen erfüllt sind, während Krystallausscheidungen dieser Mineralien innerhalb der Grundmasse nur sehr spärlich vorkommen. Die Analysen von vier Gesteinen stimmen sehr wohl untereinander überein; es schwankt Kieselsäure v. 66.62—67.35; Thonerde v. 13.72—15.72; Eisenoxyduloxyd v. 1.94—2.75; Eisenoxydul 3.99—4.28; Kalk 3.40—3.99; Magnesia 0.96—1.16; Kali 1.65—3.04; Natron 3.79—5.04; Glühverlust 0.36—0.54. C. v. Hauer und Stache, von welchen diese Gesteine untersucht wurden, sind geneigt, dieselben den quarzführenden Augit-Andesiten (z. B. Gestein vom Guagapichincha) anzureihen, obschon Augit nicht darin sichtbar ist und auch eine vollständige Analyse des Feldspaths noch nicht durchgeführt

wurde, welcher übrigens Oligoklas zu sein scheint (Jahrb. d. geol. Reichsanst, Sitzung v. 17. April u. 15. Mai 1866).

Zu S. 237, 212, 302. Sehr werthvolle Gesteinsanalysen wurden neuerdings von C. v. Hauer, F. v. Andrian und E. v. Sommaruga veranstaltet; es gelangten zur Untersuchung Hornblende-Andesite (Grünsteintrachyte und graue Trachyte v. R.) aus der Umgegend von Schemnitz, welche mit den S. 212 aufgeführten Analysen wohl übereinstimmen, ferner marekanitartige Obsidianknollen aus dem Bimsteintuff, Basaltlava, Doleritlava, felsitischer Quarztrachyt, letztere sämmtlich von der Insel St. Paul im indischen Ocean (Jahrb. d. geol. Reichsanst. XVI. 1866. 121).

Zu S. 330 ff. F. Sandberger hat im N. Jahrb. f. Min. 1866. 385 eine sehr interessante Arbeit über Olivingesteine mitgetheilt. Im Lherzolith von Lherz in den Pyrenäen beobachtete er sehr deutliche Oktaeder von Picotit; ebenfalls fand er Picotit in dem S. 334 angeführten Gestein von Wallenfels bei Tringenstein in Nassau. Ein ferneres lherzolithartiges Olivingestein erscheint bei Konradsreuth unfern Hof in Oberfranken; neben Olivin enthält dasselbe zahlreiche schwarze Körner und Oktaeder (Picotit), bis 6 Centim. lange blassbläuliche Enstatite und hexagonale Tafeln eines Chlorit (Chromdiopsid scheint gänzlich zu fehlen). In einer grosskörnigen Varietät des Gesteins vom Ultenthal (S. 335) beobachtete er Bronzitausscheidungen bis zu 6 Centim., Chromdiopsid bis zu 2 Centim. Länge, Picotit in Körnern und abgerundeten Oktaedern bis zu Erbsengrösse, seltenen Magnetkies. Ferner wies er nach, dass — entsprechend der S. 336 geäusserten Vermuthung — die in zahlreichen Basaltvorkommnissen eingeschlossenen Olivinmassen Bronzit, Chromdiopsid und Picotit enthalten, z. B. die von Neurod bei Wiesbaden, vom Stempel bei Marburg, Kosakow in Böhmen, Unkel bei Bonn u. s. w. Den Bronzit in den letztern Olivinmassen hatte Nöggerath schon im Jahre 1824 aufgefunden (Gebirge in Rheinland-Westphalen III. 285). Sandberger hält im Dunit v. Hochstetters die als Chromeisen aufgeführten schwarzen Körner für Picotit (da sie die Härte 8 haben, während diese bei Chromeisen nur 5.5 beträgt) und beobachtete auch nach der Einwirkung von Salzsäure sehr seltene helllauchgrüne Körner von Chromdiopsid, sowie Enstatit; er ist daher der Ansicht, dass eine Unterscheidung von Dunit und Lherzolith grundlos sei: der Dunit sei ein Lherzolith, welcher zwei für diesen charakteristische Mineralien (Diopsid und Enstatit) nur local und in geringer Menge enthalte; er schlägt daher vor, beide Gesteine unter dem Namen Olivinfels zu vereinigen (vgl. auch N. Jahrb. f. Miner. 1865. 449). v. Hochstetter suchte dagegen mehrere berechtigt scheinende Einwände zu machen, N. Jahrb. f. Miner. 1866. 77.

Zu S. 548. Ueber den Phonolithtuff des Hegaus vgl. Stöhr, Neues Jahrb. f. Miner. 1866. 72.

Oligoklasgesteine.

Dazu gehört in krystallinisch-körniger Ausbildung Diorit, in porphyrischer Porphyrit (mit Kersanton und Kersantit) und Melaphyr (auch Uralitporphyr wenigstens z. Th.).

Diorit.

Grünstein z. Th.

Der Name Diorit vom griechischen διορίζειν rührt von Hauy her, welcher damit zuerst 1822 in seinem Traité de Minéralogie (IV. 541) grobkörnige Gesteine bezeichnete, welche aus weissem Feldspath und schwarzer Hornblende bestanden, deren Gemengtheile also scharf von einander gesondert und deutlich von einander zu unterscheiden waren. Alexander Brongniart benannte diese Gesteine später Diabas, Hausmann indessen wandte diesen Namen zur Bezeichnung der Augitgrünsteine an (Ueber die Bildung des Harzgebirgs 1842. 18) und hielt für die Hornblendegrünsteine den alten Hauy'schen Namen Diorit fest; Naumann folgte nach und der Name Diorit ist nunmehr in einer der ursprünglichen mehr genäherten Bedeutung allgemein gültig. Hauy erachtete noch den Feldspath seines Diorit für Orthoklas, später stellte es sich heraus, dass er ein triklinischer sei.

Der Diorit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von triklinischem, sich durch Zwillingsstreifung auszeichnendem Oligoklas und Hornblende, wozu sich manchmal Quarz gesellt.

G. Rose hielt in seiner vortrefflichen Arbeit: »über die Gebirgsarten, welche mit dem Namen Grünstein und Grünsteinporphyr bezeichnet werden« (Poggend. Annal. 1835. XXXIV. 1) den Feldspath des Diorit für Albit, fügte jedoch die Bemerkung hinzu, dass wahrscheinlich auch Oligoklas als Gemengtheil der Grünsteine auftreten könne; im spätern Verlauf seiner Untersuchungen ergab sich ihm das Resultat, dass der Albit niemals ein Gemengtheil krystal-

linischer Gesteine sei, sondern stets nur auf Gesteinsklüften und in Gesteinsdrusen vorkomme.

Mit der Bezeichnung Diorit pflegt man zur Zeit gar verschiedenartige Gesteine zu belegen. Es rührt dies daher, dass man diesen Namen auf eine grosse Anzahl von Gesteinen ausdehnte, in welchen man überhaupt einen zwillingsgestreiften Feldspath neben Hornblende, auf deren Gegenwart man stets ein wesentliches Gewicht legte, erkannte; obschon es sich später erwies, dass er bald Oligoklas, bald Labrador, bald Anorthit sei, beliess man dennoch allen diesen Gesteinen den einmal üblichen Namen Diorit, war aber dafür gezwungen, den Feldspath des Diorit in sehr weiten Grenzen schwanken zu lassen. Halten wir daran fest, die Feldspathe führenden Gesteine nach der Natur dieser zu classificiren und einzeln zu benennen, so stellt sich diese Ausdehnung des Begriffs Diorit in der That als eine missliche und unstatthafte dar; am einfachsten wird dies dadurch gehoben, dass man sich entschliesst, fortan nur diejenigen mit Oligoklas oder oligoklasähnlichem Feldspath als Diorite zu bezeichnen, während die labrador- oder anorthithaltenden sog. Diorite andern Gesteinsarten zugewiesen werden. Da unter den bis jetzt zum Diorit gezählten Gesteinen die Mehrzahl entweder nachgewiesenermaassen oder höchst wahrscheinlich Oligoklas führt, so fallen dadurch im Grossen und Ganzen die Grenzen des neuen Diorit nicht sehr verschieden von denen des alten aus, denn es sind verhältnissmässig nur wenige Gesteine, welche abgelöst werden. Der Diorit bietet dann ganz dieselbe Mineralcombination dar, welche unter den jüngern Gesteinen sich als Hornblende-Andesit wiederfindet.

Der gestreifte Oligoklas ist gewöhnlich weiss, gelblich- oder grünlichweiss, seltener röthlich, bald glänzend, bald matt und seine polysynthetischen Krystalle sind häufig nach dem Gesetz der Carlsbader Orthoklaszwillinge verwachsen. Der Feldspath des Diorit vom Piz Rosag ist nach vom Rath Kalkoligoklas mit der Zusammensetzung: Kieselsäure 57.64, Thonerde 22.99, Eisenoxyd 3.92, Kalk 8.09, Magnesia 0.37, Natron 5.25, Kali 1.79, Glühverlust 1.32 (Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 259); das spec. Gew. beträgt 2.838. Ein fast ganz genau mit der Formel stimmender Oligoklas ist derjenige, welchen Kersten aus dem Diorit von Marienbad in Böhmen analysirte mit: Kieselsäure 63.20, Thonerde 23.50, Eisen-

oxyd 0.31, Kalk 2.42, Magnesia 0.25. Natron 7.42, Kali 2.22 und dem spec. Gewicht von 2.631 (N. Jahrb. f. Min. 1845. 653). Delesse erkannte den Feldspath der glimmerreichen Diorite von Vaugneray (Dép. der Rhone) und von Clefcy in den Vogesen als Oligoklas, auch die ägyptischen Diorite zwischen Syene und der Insel Phylae enthalten nach ihm Oligoklas (Annales des mines (4) XIX. 1851. 149). Aechte Oligoklase sind die zoll- oder über einen Zoll grossen Feldspathe aus dem Diorit vom Mount Johnson in Canada, in welchen Sterry Hunt fand: Kieselsäure 62.05, Thonerde 22.60, Eisenoxyd 0.75, Kalk 3.96, Kali 1.80, Natron 7.35, Glühverlust 0.80 (Amer. journ. of sc. (2) XXVII. 1859. 340). Auch diejenigen Gesteine scheint man zu dem Diorit rechnen zu müssen, welche den als Andesin aufgeführten Feldspath enthalten, da man denselben am besten mit Ch. Deville, G. Rose und G. Bischof als einen zersetzten Oligoklas betrachtet. Im Diorit von Faymont fand Delesse »Andesin« mit 59.38 pct., im Diorit von Fouday ebensolchen mit 59.2 pct. Kieselsäure; im erstern beobachtete er Quarz in kleinen Schnüren und Körnern, es ist dies vielleicht die bei der Zersetzung des Feldspaths ausgeschiedene Kieselsäure. Der Diorit von Chalanches d'Allemont in den Dauphiné-Alpen enthält nach Lory neben glänzender dunkelgrüner breitblätteriger Hornblende einen Feldspath von der Zusammensetzung: Kieselsäure 59.4, Thonerde 24.2. Eisenoxyd 0.6, Kalk 3.6, Magnesia Spuren, Kali 3.4, Natron 7.0, Wasser 1.48, welchen er dem Andesin, welchen aber selbst Rammelsberg, der sonst die Selbständigkeit des Andesin aufrecht zu erhalten sucht, dem Oligoklas zurechnet. Auch der krystallisirten Prehnit enthaltende Diorit aus den Umgebungen von Bourg d'Oisans umschliesst einen ebenso constituirten Feldspath; Lory nennt diese Hornblendegesteine seltsamer Weise Diabase (Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 540).

Der nach Delesse Anorthit führende »Kugeldiorit« von Corsica, der »Diorit« vom Konschekowskoi-Kamen im Ural, die »Diorite« von Boguschowitz bei Teschen werden den Anorthitgesteinen zugewiesen. Der Labrador führende »Diorit« vom Pont-Jean bei St. Maurice in den Vogesen (Delesse, Annales des mines (4) XVI. 1849. 342), sowie der gleichfalls Labrador enthaltende aus dem östlichen Theile der Berge des Beaujolais zwischen Saône und Loire (Drouot, Annales des mines (5) VIII. 1855. 311) fallen den Diabasen zu.

Die Hornblende ist meistens die sog. gemeine Hornblende, schwärzlichgrün bis grünlichschwarz mit starkem Glanz auf den Spaltungsflächen, gewöhnlich körnige Individuen oder kurze Säulen mit fast tafelartigem blätterigem Bruch bildend; bisweilen sind kleine Hornblendenädelchen zu strahligen Büscheln zusammengruppirt, hier und da geht auch die Hornblende im Diorit in den Strahlstein über. Feldspath und Hornblende sind selten in gleichem Verhältniss mit einander gemengt: in den meisten Dioriten waltet die Hornblende vor und bedingt deren dunkle Färbung, ja in manchen ist der Feldspath in so spärlicher Menge vertreten, dass sie beinahe wie reine Hornblendegesteine erscheinen, z. B. in sehr vielen der sog. Ophite der Pyrenäen; in dem uralischen Diorit (vielleicht auch Anorthitgestein) von der Schischimskaja-Gora bildet der Feldspath nur vereinzelte Körner, eingesprengt in einem Aggregat von Hornblende.

Wie es bei den Orthoklasgesteinen der Fall ist, so ist auch bei dem Oligoklasgestein Diorit ein Theil quarzhaltig, ein anderer Theil quarzfrei. Die quarzführenden Diorite stehen mit den quarzfreien durch ganz allmähliche Uebergänge in Verbindung; in einer einzigen Dioritablagerung ist graulichweisser Quarz hier gar nicht, dort nur spurenhaft, dort etwas reichlicher vertreten, wobei in den grobkörnigen Varietäten der Quarz häufiger zu sein scheint, als in den feinkörnigen schieferigen und porphyrischen.

Zu den quarzführenden Dioriten, welche ihre Parallele in den quarzführenden Porphyriten besitzen, gehören das Gestein von Clefcy in den Vogesen, von der Hohne im Harz; das Gestein vom Silbergrund und vom Ehrenberg bei Ilmenau mit weissem Oligoklas, schwarzgrüner Hornblende, meist viel rauchgrauem Quarz, wenig oder keinem Glimmer, zuweilen viel Titanit, welches mit orthoklasarmen Syenitgraniten zusammenhängt; das aus Hornblende, Oligoklas, wenig Quarz und Titanit gemengte Gestein von Donegal in Irland, welches Haughton, obschon es orthoklasfrei ist, Syenitgranit nannte (Qu. journ. of the geol. soc. XVIII. 416); das von A. Gadolin als Granit bezeichnete orthoklasfreie Gestein, welches in der Umgegend von Kronoborg am nordwestlichen Ende des Ladoga-See vorkommt und aus vorherrschendem graulichgrünem Oligoklas mit etwas dunkelm Glimmer und graulichem Quarz in geringer Menge besteht, ein quarzführender Glimmerdiorit (vgl. unten; Geogn. Beobacht. an d. Küst. d. Lad. S. Petersburg 1858. 22). Auch das

von vom Rath als Tonalit beschriebene Gestein vom Monte Adamello scheint hierher zu gehören (vergl. Tonalit als Anhang zum Diorit). Zu den quarzfreien Dioriten sind u. a. zu rechnen der grobkörnige Diorit von Chateau-Lambert (Obere Saône), der von Fondromé in den Vogesen, von Klausen in Südtyrol.

Auch in dem Diorit macht sich, wie es bei dem Orthoklasgestein Syenit der Fall ist, die Vertretung von Hornblende durch Glimmer geltend: die Diorite enthalten nicht selten neben der Hornblende braunen oder schwarzen Glimmer. Diejenigen Diorite, in denen der Glimmer die Hornblende überwiegt, könnte man als Glimmerdiorite (Diorites micacées Delesse) im Gegensatz zu den Hornblendedioriten bezeichnen (analog den Glimmersyeniten und Hornblendesyeniten, den Glimmerporphyriten und Hornblendeporphyriten). Glimmerdiorit ist bald quarzführend (s. oben), bald quarzfrei, nahe verwandt ist ihm der Kersantit. Zu den glimmerhaltigen Dioriten gehört u. a. das Gestein von Clefcy bei Fraize in den Vogesen, welches im Granit aufsetzt, in den es an mehrern Punkten auf unmerkliche Weise übergeht; es besitzt granitisch-körnige Structur, einen gestreiften Oligoklas (s. oben), beim Uebergang in den Granit auch Orthoklas, Quarz ebenfalls namentlich in denjenigen Varietäten, die in Granit übergehen, schön grüne Hornblende und braunschwarzen Glimmer. Aehnliche Gesteine erwähnt Delesse aus dem Südwesten von Syene, besonders vom Berge Baram; zwischen Syene und der Insel Phylae sind viele mächtige Gänge davon zu beobachten; auch das aus Oligoklas, Hornblende und Glimmer zusammengesetzte Gestein, welches bei Vaugneray im Dép. der Rhône einen sehr mächtigen Gang im Gneiss bildet, ist hierher zu rechnen. v. Hochstetter fand ausgezeichneten Glimmerdiorit bestehend aus Oligoklas, lauchgrüner Hornblende und viel tombakbraunem Glimmer am Mühlberge bei Dreihacken im Böhmerwald; auch tritt nach ihm Glimmerdiorit in schönen Varietäten an der Strasse zwischen Schönfeld und Schlaggenwald im böhmischen Erzgebirge auf (Jahrb. d. geol. R.anst. VII. 1856. 322). Neuerdings berichtete Massieu über Gesteinsvorkommnisse bei Plerneuf und Pont-des-îles zwischen Rennes und Guingamp in der Bretagne, welche zweifelsohne characteristische quarzhaltige Glimmerdiorite darstellen: sie führen Quarz, einen überall gestreiften Feldspath, grüne Hornblende, ziemlich viel grünen Glimmer, Eisenkies

und wenig Eisenglanz und gehen über in Kersantit und fast feldspathfreien Hornblendeschiefer (Comptes rendus LIX. 1864. 129). Auch der Diorit des Piz Rosag in Graubündten gehört hierher.

Dadurch, dass im Oligoklas-Syenit der Orthoklas ganz durch Oligoklas ersetzt wird, geht ersterer in Diorit über; Zwischengesteine, welche nur sehr geringe Mengen von Orthoklas besitzen, wird man zweckmässiger zum Diorit als zum Syenit rechnen. In gleicher Weise gehen durch das allmähliche Verschwinden des Orthoklas im Granit und Granitsyenit quarzhaltige Glimmer- und Hornblendediorite hervor und auch hier kann man die höchst orthoklasarmen Glieder den Dioriten beigesellen. Dahin gehört z. B. das Gestein von Langebach und dem Leitelsberg bei Ilmenau mit grünlichem Oligoklas, wenig rauchgrauem Quarz, fast keinem Orthoklas, wenig Hornblende, etwas Glimmer (grüner Granitit K. v. Fritsch). Sehr oligoklasreiche nur spärlichen Orthoklas führende »Granite« erscheinen zu Plessberg bei Abertham, Salmthal und Lindig in Böhmen, Seidenbach im Odenwald. Im Diorit von der Hohne im Harz sieht Keibel den spärlichen röthlichen Feldspath neben dem weissen unzweifelhaften Oligoklas als Orthoklas an. Auch der Tonalit vom Rath's enthält sehr geringe Mengen von Orthoklas als »accessorischen Gemengtheil«.

Während unter den jüngern Oligoklasgesteinen zu den augithaltigen Andesiten zahlreiche wohlerforschte Gesteine gehören, ist unter den ältern krystallinisch-körnigen Gesteinen die Combination von Oligoklas und Augit fast gar nicht bekannt; dies scheint zum grössten Theil daher zu rühren, dass man alle solche Augitgesteine dem Diabas zuwies und es werden sich unter den augitführenden Diabasen ohne Zweifel bei näherer Untersuchung Gesteine finden, deren Feldspath Oligoklas ist. Für die in Rede stehende phanerokrystallinische Mineralcombination gibt es auch zur Zeit noch keinen Namen und erst alsdann, wenn solche Gesteine genauer bekannt sind, wird sich die Nothwendigkeit herausstellen, einen solchen zu schaffen. Müsste man nicht voraussetzen, dass mit der Bezeichnung Diorit der Begriff des Hornblendegehalts allzu eng verknüpft ist, so liesse sich für jene Gesteine der Name Augit-Diorit vorschlagen, vollkommen analog dem Augit-Andesit; die porphyrische Ausbildung derselben stellt sich als Melaphyr dar. Aus der Zusammensetzung der Melaphyre und Augit-Andesite lässt

sich für jene Gesteine der Schluss ziehen, dass sie wohl vorzugsweise quarzfrei ausgebildet sind und auch nur selten Glimmer enthalten.

Auf diese Weise würden sich die ältern krystallinisch-körnigen Oligoklasgesteine folgendermaassen gliedern:

I. Hornblende-Diorit,
 a) quarzhaltig, b) quarzfrei.

II. Glimmer-Diorit,
 a) quarzhaltig, b) quarzfrei.

III. Oligoklas-Augitgestein
 (Augit-Diorit).

In Folgendem ist stets von den Hornblende-Dioriten die Rede, da, wie erwähnt, die Reihe der Oligoklas-Augitgesteine sich erst durch spätere Untersuchungen gestalten muss.

Die Grösse des Korns bei den Dioriten ist eine sehr wechselnde, das Gefüge durchläuft alle Grade von grosskörnig bis feinkörnig; werden die Körner so klein, dass man sie selbst kaum mehr mit der Loupe erkennen kann, so entsteht ein scheinbar dichtes Gestein, ein dioritischer Aphanit, und in diesem feinkörnigen Zustande vermag man mineralogisch die Diorite nicht mehr von den Diabasen, welche auch darin erscheinen, zu unterscheiden. v. Cotta macht über diesen Wechsel im Korn folgende interessante Bemerkung: Wo der Diorit grössere Kuppen bildet, da ist er grobkörnig, deutlich gemengt, syenitähnlich; in den nur 10—20 Fuss mächtigen Gängen zeigt er sich schon weit feinkörniger, in den 2—4 Fuss mächtigen dicht, dunkelgrün bis schwarz, aphanitisch und basaltähnlich, in den 2—4 zölligen Gängen endlich dicht und schwarz, durchaus basaltähnlich (Geogn. Beschr. d. Königr. Sachsen 1845. III. 19). Nach Delesse liegen oft an einem und demselben Stück ganz grobkörnige und ganz feinkörnige Stellen neben einander. Durch eine parallele Anordnung der Gemengtheile wird eine Paralleltextur hervorgebracht und entsteht der Dioritschiefer.

Zur Unterscheidung der Diorite von den Diabasen, welche manchmal, namentlich in den feinerkörnigen Varietäten beider Gesteine höchst schwierig ist, können in gewissen Fällen einige abweichende Eigenschaften der Feldspathe beitragen. Feldspathreiche Dioritsplitter schmelzen beträchtlich schwerer vor dem Löthrohr als feldspathreiche Diabassplitter; in letztern löst sich der basischere Feldspath unter Zurücklassung von Kieselsäurepulver, während die Diorite einen Feldspath enthalten, welcher in Säuren unlöslich ist.

Auch ist das spec. Gewicht der Diorite stets geringer als das der Diabase. Ein Quarzgehalt der Gesteine spricht auch dafür, dass sie Diorite und keine Diabase seien. Aphanitische Gesteine, welche mit Säuren brausen, werden auch weit eher zum Diabas als zum Diorit zu rechnen sein, da der Labrador viel leichter zersetzbar ist und viel mehr kohlensauren Kalk liefert als der Oligoklas.

Feinkörnige Syenite und feinkörnige Diorite zeigen gleichfalls oft grosse Uebereinstimmung im äussern Ansehen, das spec. Gewicht der Syenite dürfte aber im Ganzen etwas geringer sein, als das der Diorite und v. Cotta macht auch darauf aufmerksam, dass im Diorit der Feldspath leichter zu verwittern pflegt, als die Hornblende, während im Syenit beide Gemengtheile gleichmässiger verwittern. Der Diorit enthält in der Regel mehr Eisenkiesbeimengung als der Syenit, dieser häufiger Titanit als jener.

Als accessorische Gemengtheile werden im Diorit angegeben: Eisenkies in Würfeln oder kleinen Körnern, eine häufige Erscheinung; auch Magnetkies, Magneteisen (Eisenbach in Ungarn, Harz), Titaneisenerz, Epidot; Eisenkies und Epidot scheinen häufig secundärer Entstehung zu sein, der letztere ist ebensowohl auf Kosten der Hornblende als des Feldspaths entstanden (N. Jahrb. f. Miner. 1862. 425); Apatit in kleinen Nadeln an den Hühnbergen im Thüringer Wald; Granat im Dioritschiefer am nördlichen Ufer des Bober bei Kupferberg in Schlesien; Titanit am Ehrenberg bei Ilmenau im Thüringer Wald, bei Pierre-Breffière (Obere Vienne), nach Rose im grobkörnigen Diorit von der Wiazka im Ural, nach Delesse in über centimetergrossen Krystallen im Diorit von Faymont, Vogesen; Rutil nach Senft bei Ruhla im Thüringer Wald.

Manche Diorite enthalten eine nicht unbedeutende Menge von Chlorit, welcher häufig als lauchgrüne oder graugrüne Schüppchen zu erkennen ist, und die so häufige grünlichweisse Farbe der Oligoklase ist auch vorzugsweise durch Beimengung von Chloritstaub hervorgebracht. Solche chloritreiche Diorite zeichnen sich meistens durch Armuth an Hornblende aus, so dass diese beiden Mineralien in einer Weschselbeziehung zu stehen scheinen; vom Rath fand in der Mittelmoräne des Morteratsch-Gletschers im Berninagebirge einen chloritischen Diorit, dem Hornblende ganz fehlt. Die chlorithaltigen Diorite werden durch Salzsäure entfärbt, welche selbst dadurch eine grünliche oder hellbräunliche Färbung annimmt.

Da die sehr feinkörnigen Diorite, deren mineralogische Elemente sich selbst mit der Loupe nicht mehr erkennen lassen, grossentheils durch Behandlung mit Salzsäure eine Bleichung erleiden, so ist vermuthlich darin auch ein nicht unbedeutender chloritischer Antheil vorhanden.

An Analysen von unzweifelhaften Dioriten herrscht grosser Mangel.

I. Feinkörniger Diorit aus Hornblende, weissem und röthlichem Oligoklas (Orthoklas?), Magneteisen und 3½ pct. Quarz. Hohne im Harz, Ostgrenze des Brocken-Granit. Keibel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 575.

II. Grobkörniger Diorit von der Rosstrappe im Harz mit unregelmässig begrenzten schwarzen oder grünlichen Hornblendepartieen und weissem oder schmutziggelbem Feldspath. C.W.C. Fuchs, N. Jahrb. f. Min. 1862. 812.

III. Druselthal, oberhalb Herges-Voigtei bei Schmalkalden, mit Hornblende, gestreiftem Feldspath, spärlichem Quarz. Söchting, Zeitschr. f. ges. Naturw. 1854. 199. Von Söchting als Melaphyr aufgeführt, ist nach Roth und Senft Diorit.

IV. Schieferiger, hornblendereicher, quarzfreier Diorit von Fondromé in den Vogesen. Delesse, Annal. des mines. (4) XIX. 1851. 150.

V. Glimmerhaltiger, sehr quarzarmer Diorit mit viel grünlichweissem Oligoklas und überwiegender Hornblende, von Clefcy bei Fraize in den Vogesen. Delesse, ebendas. 159.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	54.65	51.07	60.88	48.50	48.90
Thonerde	15.72	22.12	18.75	17.10	18.50
Eisenoxyd	2.00	—	9.39	—	—
Eisenoxydul	6.26	9.28	—	16.26	11.92
Manganoxydul . . .	Spur	—	—	Spur	0.50
Kalk	7.83	6.11	2.08	7.99	5.47
Magnesia	5.91	2.09	0.54	6.10	9.70
Kali	3.79	3.25	1.98	1.05	1.26
Natron	2.90	4.11	5.21	2.20	2.35
Wasser u. Glühverlust .	1.90	1.21	1.02	0.80	1.40
	100.96	99.24	99.85	100.00	100.00

I führt noch Spuren von Chlor, Phosphorsäure und Schwefel;

III 0.53 Kohlensäure; V Spuren von Chromsäure. Je nach dem Quarzgehalt, dem frischen oder verwitterten Zustande der Gemengtheile schwanken die Analysen in weiten Grenzen. Der Kieselsäuregehalt ist in den Dioriten durchschnittlich etwas niedriger als bei den Syeniten, sonst stimmt das Verhältniss der chemischen Bestandtheile im Allgemeinen ziemlich überein. Durch das Eintreten der kieselsäurearmen Magnesiaglimmer wird der Gesammtgehalt der Kieselsäure des Diorit herabgedrückt, wie V zeigt, welcher gewiss ganz quarzfrei war, da der Feldspath 66.11 pct. Kieselsäure besitzt.

Das spec. Gewicht schwankt zwischen 2.75 und 2.95. In I ist es 2.90; in II 2.874; in III 2.74; in IV 2.945; in V 2.902; auch hier sind die kieselsäureärmsten Diorite die schwersten, der sauerste III ist der leichteste. Mittelkörniger Diorit von Alapajewsk im Ural mit etwas vorwaltendem Oligoklas wiegt nach G. Rose 2.792; durch grosse Hornblendekrystalle porphyrartiger Diorit von Pitatelewskoi 2.884. Nach Delesse und Deville hat grobkörniger quarzfreier Diorit von Chateau-Lambert (obere Saône) das Gewicht 2.799, quarzfreier Dioritporphyr aus Aegypten 2.921.

Das Dioritgemenge erscheint mit Rücksicht auf die verschiedene Textur und die verschieden ausgebildete Zusammensetzung als folgende Varietäten:

Körniger Diorit, die normalste Varietät.

Porphyrartiger Diorit, in dessen mittel- oder feinkörnigem Gemenge einzelne durch ihre Grösse sich auszeichnende Krystalle ausgeschieden sind. Zu diesen porphyrartigen Dioriten gehören vielleicht viele der verhältnissmässig jugendlichen Eruptivgesteine des Banat, welche v. Cotta zusammenfassend als Banatite bezeichnet hat (Erzlagerstätten im Banat und in Serbien 1865), und zwar würden dies meist porphyrartige Glimmerdiorite sein. Der Banatit von Oravicza enthält in einer spärlichen grauen Grundmasse sehr zahlreiche Krystalle von weissem triklinem Feldspath, dunklem Glimmer, dunkelgrüner Hornblende, Spuren von Magneteisenerz und vielleicht Titanit; da das Gestein aber 64.3 pct. Kieselsäure besitzt, so ist es höchst wahrscheinlich quarzhaltig, obschon v. Cotta dieses Mineral nicht beobachtete; ähnlich ist der Banatit von Dognacska, der sogar 67.4 pct. Kieselsäure enthält. Vielleicht führen indessen auch diese Gesteine Orthoklas und sind porphyrartige Syenite. Der Banatit von Moravicza ist ein feinkörniger etwas Horn-

blende haltender Glimmerdiorit mit 60.1 pct. Kieselsäure, der Banatit von Szaszka ein ebensolches, wie Granit aussehendes mittelkörniges Gemeng von weissem Oligoklas, dunklem Glimmer und etwas Hornblende mit 64.9 pct. Kieselsäure, daher wohl auch quarzhaltig. Nach Peters (Sitzgsber. d. Wien. Ak. d. W. 1861. XLIII. 449) sind aber die meisten dieser Gesteine identisch mit dem »Syenit« (Syenitporphyrgranit z. Th.) aus der Umgegend von Rézbánya (vgl. Bd. I. 529) und führen Orthoklas, welchen v. Cotta nicht darin erkannte und Quarz; in diesem Falle würden sie also bei den Syenitgranitporphyren eine Stelle finden. Es wurde dort schon darauf aufmerksam gemacht, und sei hier wiederholt, dass alle diese Gesteine, welche jünger sind, als die Juraformation, vermuthlich selbst jünger als die Neocombildung und von ausgezeichneten silicat- und erzreichen Contactmarmoren begleitet werden, möglicherweise zu der Trachytfamilie gehören.

Feinkörniger Diorit.

Krystallinisch-dichter Diorit, dioritischer Aphanit, dessen Feldspath- und Hornblendetheile man mit blossem Auge nicht mehr unterscheiden kann; diese Ausbildungsweise ist für den Diorit dasselbe, was Felsitfels oder Petrosilex für die körnigen quarzhaltigen Orthoklasgesteine.

Dioritporphyr (Grünsteinporphyr z. Th.) besitzt eine kryptokrystallinisch-dioritische Grundmasse mit ausgeschiedenen grössern Oligoklas- oder Hornblendekrystallen. Für die porphyrisch ausgebildeten quarzführenden und quarzfreien Hornblende-Oligoklasgesteine steht der Name Porphyrit in Anwendung und vom streng mineralogischen Standpunkt aus erscheint es als ungerechtfertigt, die Bezeichnungen Dioritporphyr und Porphyrit neben einander festzuhalten, wobei es sich jedenfalls bei weitem eher empfehlen würde, den erstern als den letztern ausfallen zu lassen. In geologischer Hinsicht aber mag es immerhin gestattet sein, diejenigen porphyrischen Gesteine, welche mit körnigen Dioriten in inniger Verbindung stehen, unter der hergebrachten Benennung Dioritporphyr zu befassen und derselben nicht bei den Porphyriten, sondern im Anschluss an die Diorite zu gedenken.

Die Grundmasse dieser Dioritporphyre ist grünlich- oder schwärzlichgrau, selten lichtgrau, hart, uneben feinsplitterig und verändert sich nicht durch Säuren, ausser dass sie bei einem Chloritgehalt

eine Bleichung erfährt. Die darin eingewachsenen, mit deutlicher Zwillingsstreifung versehenen Oligoklase sind theils glänzend und gut spaltbar, theils matt und gewöhnlich von unrein weisser Farbe. Die Hornblende bildet sehr vollkommen spaltbare grünlichschwarze Säulen von meist scharfem Umriss, welche bisweilen beträchtliche Grösse erreichen und je grösser und zahlreicher dieselben in diesen Porphyren sind, desto kleiner und spärlicher pflegen alsdann die Feldspathkrystalle zu sein. In den Dioritporphyren des Ural walten die hornblendereichen Varietäten vor. Die Grundmasse der Dioritporphyre ist durchgängig von um so hellerer Farbe, je weniger Hornblendekrystalle in ihr ausgeschieden sind, und umgekehrt desto dunkler, je weniger Feldspathkrystalle darin hervortreten; die dunkle Farbe der Grundmasse scheint also von Hornblende herzurühren und demnach die in der Grundmasse vertheilte und die ausgeschiedene Hornblende in einem bestimmten Verhältniss zu einander zu stehen. Zum Theil sind diese Gesteine auch quarzhaltig, zum Theil ersetzt darin Glimmer die Hornblende. Dioritporphyre werden auch u. a. von Wissenbach, Haiger und Nebelsberg in Nassau angeführt. Dass gleichwohl keineswegs alle sog. Dioritporphyre Oligoklas enthalten und demnach nicht sämmtlich hierher gehören, zeigt das Gestein vom Konschekowskoi-Kamen im Ural, in welchem sich der trikline Feldspath als Anorthit zu erkennen gab (vgl. die Anorthitgesteine). Unter den accessorischen Gemengtheilen sind Eisenkies und Magneteisen zu nennen. Naumann erwähnt auch den Kalkspath, welcher nicht immer als deutliche Körner sichtbar ist, sondern sich meist nur durch Brausen mit Säuren verräth (Geognosie I. 568); nach Senft (Charact. d. Felsart. 247) sind indessen die mit Säuren aufbrausenden Grünsteinporphyre keine Dioritporphyre, sondern Diabasporphyre (Labradorporphyre).

S c h i e f e r i g e r D i o r i t oder D i o r i t s c h i e f e r. Schieferige Ausbildung erlangt der Diorit, wenn seine Gemengtheile feinkörnig sind und alsdann die breiten Säulchen der an Menge sehr überwiegenden Hornblende eine parallele Lage haben; treten dazu noch kleine, parallel angeordnete Glimmerblättchen in das Gemenge ein, so wird die Schiefertextur noch ausgebildeter, immerhin ist sie aber nicht sehr vollkommen. Dieses Umstandes und des innigen Zusammenhangs wegen, in welchem sie mit den körnigen stehen, seien die schieferigen Diorite hier und nicht bei den krystallinisch-schie-

ferigen Gesteinen aufgeführt. Bei sehr grosser Feinkörnigkeit werden diese Dioritschiefer zu dioritischen Aphanitschiefern. Eisenkieswürfelchen sind häufig als zufällige Beimengungen eingesprengt. Bisweilen besitzen beide Gemengtheile eine streifenweise Vertheilung und auf dem Querbruch wechseln alsdann grünlichweisse Feldspath- und schwarze Hornblendelagen mit einander ab. Hierhergehörende Gesteine beschrieb z. B. Czjzek aus der Gegend von Mölk in Niederösterreich, in denen dunkle und weisse Lagen auffallend alterniren; die ersten sind ein körniges Gemenge von schwarzer oder dunkelgrüner Hornblende, mit etwas krystallinischem Feldspath und grauem Quarz, manchmal auch schwarzem Glimmer; die weissen Lagen bestehen grösstentheils aus krystallinischem oder dichtem Feldspath mit einigen Körnchen von Quarz oder Hornblende; sie sind immer dünner als erstere, selten mehrere Zoll mächtig und keilen sich bald aus. So besteht auch nach Coquand das Gestein zwischen Olonne und La Salle in der Vendée aus abwechselnden Lagen von Hornblende und einem triklinen Feldspath. Nach Websky herrscht in den Schiefergesteinen von Kupferberg in Schlesien lagenweise bald kurzstengelige bis feinkörnige rabenschwarze Hornblende bald hellolivengrüner dichter Oligoklas (oder anderer Feldspath), wodurch eine wechselnd hellere und dunklere Streifung erscheint; mit den Dioritschiefern stehen die dortigen »grünen Schiefer« in inniger Verbindung. Dioritschiefer sind nicht selten den krystallinischen Schiefern mit grösster Regelmässigkeit eingelagert.

Gar häufig findet zwischen diesen einzelnen Dioritvarietäten ein Uebergang statt, indem z. B. der körnige Diorit allmählich eine schieferige Textur annimmt, der deutlich körnige Diorit zum scheinbar dichten Aphanit, dieser durch Ausscheidung grösserer Krystalle zum Dioritporphyr wird; durch das starke Ueberhandnehmen der Hornblende und das Verschwinden des Feldspaths geht mancher körnige Diorit in ein reines Hornblendegestein, mancher Dioritschiefer in einen Hornblendeschiefer über. Uebergänge merkwürdiger Art erwähnt Leplay aus dem Ural, dessen Axe aus krystallinischem Gestein besteht (Syenit, Diorit, Serpentin). Steigt man von den Höhen nach Westen herab, so trifft man zuerst auf Dioritschiefer, welche bei jedem Schritt weiter nach Westen von ihrer krystallinischen Beschaffenheit verlieren und allmählich in Thonschiefer und einen sehr erdigen zerreiblichen Schiefer übergehen, welcher mit

thonigen und glimmerigen Sandsteinen und Quarzpuddingen wechselt (Comptes rendus 1844. 853, N. Jahrb. f. Min. 1845. 335).

Kalkdiorit nannte Senft (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1858. 308) einen dunkelgraugrünen Diorit, welcher aus Hornblende und Oligoklas mit beigemengtem dunklem Glimmer besteht und von Kalkspath durchzogen ist; dieses Gestein bildet einen 40—50 Fuss mächtigen Gang im Glimmerschiefer des Ring- und Breitenbergs bei Ruhla im Thüringerwald und enthält bis faustgrosse Einsprengungen von Magnetkies und Speiskobalt, ausserdem Haarnickel, Eisenkieswürfel, Rutilnadeln und Flussspathdrusen.

Palassou hat zu Ende des vorigen und zu Anfang dieses Jahrhunderts in seinen, selbst in unsern Tagen noch schätzbaren Schriften über die Pyrenäen ein in kleinen kuppenförmigen Ablagerungen auftretendes, aber weithin durch diese Gebirgskette zerstreutes Gestein mit dem Namen Ophit oder Pierre verte bezeichnet. v. Charpentier lieferte in seinem classischen »Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées« (1823. 481) eine für jene Zeiten ausführliche Beschreibung dieses Gesteins, in welcher es als ein Gemenge von Hornblende und Feldspath dargestellt wird, von denen meist die erstere, bisweilen auch der letztere vorwaltet. Seitdem findet man gewöhnlich den Ophit der Pyrenäen als Anhang zu den Dioriten aufgeführt, wo ihm auch in der That seine Stelle gebührt. Die dunkelgrünlichschwarze Hornblende wird häufig so vorwiegend, dass der Feldspath fast ganz zurücktritt und der Ophit als ein Hornblendefels erscheint; einer der wenigen Punkte, wo der gestreifte röthlichweisse Feldspath (Oligoklas) sehr vorwiegt, ist der Ophithügel an der Brücke von Pouzac über den Adour nördlich von Bagnères de Bigorre; bisweilen ist das Gefüge aphanitisch, stets scheint der Ophit ursprünglich quarzfrei zu sein. Fast in allen Ophiten begegnet man dem Epidot und Eisenglanz, ersterm durch das ganze Gestein in kleinen Körnchen vertheilt, auch Schnüre bildend, oder die Klüfte mit winzigen Krystallen tapezierend, letzterm sowohl in spärlichen grössern als zahlreichen mikroskopischen eingesprengten Blättchen; ausserdem führen die Ophite vielfach Talkschüppchen, mitunter Magneteisen, selten Glimmer und Quarzschnürchen. Sie sind gänzlich ungeschichtet und lösen sich durch den Einfluss der Verwitterung hier und da in sphäroidale Massen auf. Umgeben sind die Ophite sehr häufig von eisenschüssigem Thon

und Gyps. Den Namen Ophit kann man immerhin beibehalten, um damit den eigenthümlichen Habitus dieser offenbar ebensowohl petrographisch als geologisch zusammengehörenden und von Palassou mit richtigem Tact vereinigten Gesteine zu bezeichnen, welche eine Uebergangsreihe zwischen Diorit und Hornblendefels darstellen, wofür sich auch Leymerie, der treffliche Kenner der Pyrenäengeologie ausspricht. Noguès erklärt sich neuerdings (1865) gegen den Namen, weil man verschiedene Gesteine darunter befasst habe: die meisten »Ophite« der Pyrenäen, ein Theil derjenigen der Landes und der Corbières seien zwar Diorite, derjenige der Schlucht von Fitou (südlich von Narbonne am Mittelmeer) sei aber ein »Eurite granitoïde«, diejenigen von Gléon, St. Eugénie und einige der Corbières seien »Spilite« (Comptes rendus LXI. 443). Derlei Gesteine hat aber weder Palassou noch v. Charpentier als Ophite bezeichnet und wenn Spätere diesen Missgriff begangen haben, so darf man dies keineswegs dem Namen zur Last legen. Wäre dies Princip geltend, so würde keine einzige petrographische Bezeichnung Stand halten, denn wohl alle sind sie hier und da einmal falsch angewandt worden.

Esmark beschreibt unter dem Namen Norit gewisse ziemlich verbreitete norwegische Gesteine, welche vermuthlich zum Diorit gehören; andere von Esmark als Norit aufgeführte Gesteine, sowie diejenigen, welche Scheerer mit diesem Namen bezeichnet, sind den Gabbrogesteinen zuzuweisen, indem sie eine abweichende Beschaffenheit besitzen und in ihnen Diallag und Hypersthen auftreten. Die Diorit-Norite bestehen aus vorwaltendem Feldspath, dessen Natur freilich noch nicht erkannt ist, und Hornblende; als andere Beimengungen gesellen sich hinzu Quarz und Glimmer (Esmark, Magazin for Naturvidenskaberne I. 207); auch in letzterm spricht sich eine Verwandtschaft mit den Dioriten aus.

Der körnige Diorit ist in der Regel ein massiges Gestein, der Dioritschiefer zeigt sehr häufig eine mehr oder weniger deutlich ausgebildete Schichtung. Die Diorite sind gewöhnlich unregelmässig zerklüftet, bisweilen bieten sie aber auch säulenförmige und kugelige Gesteinsabsonderungen dar; so findet sich in Böhmen nach v. Lidl auf dem Wege von Plass zu dem Lomaner Hegerhaus ein kleiner Hügel, welcher fast ganz aus Dioritkugeln besteht, deren Durchmesser oft über einen Fuss beträgt (Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 608). Die körnigen und schieferigen Diorite bilden selten

nach Art der Granite oder Felsitporphyre weitausgedehnte Ablagerungen, sondern treten fast durchweg nur in der Form von beschränktern Gebirgsgliedern auf. Wohl die vorwaltendste Lagerungsform ist die gang- oder stockartige.

Bei den Dioritgängen hat man einige sehr beachtenswerthe Erscheinungen wahrgenommen. In der Mitte zeigen sie sehr häufig — wovon schon Bd. I. 439 ein Beispiel angeführt wurde — eine grob- oder deutlichkörnige Ausbildung, während sie nach den Saalbändern zu immer feinkörniger werden und zuletzt in der Nähe der Contactfläche mit dem angrenzenden Gestein eine scheinbar dichte Beschaffenheit erlangen. Im Allgemeinen steht, worauf v. Cotta aufmerksam macht, unter übrigens gleichen Umständen die Grösse ihres Korns oder die Vollkommenheit ihrer krystallinischen Ausbildung im Verhältniss zu ihrer Mächtigkeit. Es ist dies vollkommen dieselbe Ausbildungsweise, wie sie sich an den Granitgängen, welche nach ihren Saalbändern zu in Felsitporphyre, und an den Basaltgängen offenbart, welche nach ihren Saalbändern zu in Basaltglas übergehen. Andere Dioritgänge bieten die Erscheinung dar, dass ihr Gestein in der Mitte ein körniges Aggregat von Hornblende und Feldspath darstellt, während es in der Richtung nach der Contactfläche hin aus einem vollkommenen Dioritschiefer oder Hornblendeschiefer besteht. Ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Art beobachtete v. Blöde an den 5—10 Fuss mächtigen Dioritgängen, welche bei Chomenka, Jampol und Wraslaw den Granit durchsetzen (N. Jahrb. f. Min. 1841. 508). In der Mitte ist das Ganggestein körniger Diorit oder ein körniges Hornblendegestein, an den Seiten erscheinen zwei Fuss mächtige Saalbänder von einem glimmerreichen Hornblendeschiefer. Die Schieferung dieser Gesteinsmasse ist parallel der Contactfläche des Ganges und merkwürdigerweise findet zwischen dem körnigen und schieferigen Diorit kein Uebergang, sondern eine scharfe Absonderung statt. Delesse erwähnt eine ähnliche Ausbildungsweise bei dem Diorit von Fondromé in den Vogesen, dessen körnige Textur ebenfalls an den Grenzen gegen den Granit hin häufig schieferig wird (Ann. des mines (4) XIX. 1851. 150). Nach Senft setzt dicht bei Ruhla im Thüringerwald ein mächtiger Lagergang von Dioritschiefer im Glimmerschiefer auf, welcher in der Mitte feinkörnig, glimmerarm und rhomboedrisch abgesondert, nach dem Nebengestein zu dagegen sehr dickschieferig,

glimmerreich und plattenförmig abgesondert ist (Charakt. d. Felsart. 243). Roth berichtet, dass die durch v. Blöde geschilderte Erscheinung sehr ausgezeichnet an demjenigen Diorit sichtbar sei, dessen Analyse unter III mitgetheilt wurde.

Wie bei den Graniten, so erstrecken sich auch von den stock- und gangförmigen Dioriten Ramificationen und Apophysen in das Nebengestein hinein. Diese Dioritmassen umschliessen auch bisweilen Bruchstücke fremdartiger Gesteine, wie z. B. nach Delesse ein Dioritgang von Fouday in den Vogesen Bruchstücke desjenigen Granit enthält, in welchem er aufsetzt. Am Cap Fréel in der Nähe von St. Malo durchsetzen Dioritgänge den horizontal geschichteten alten rothen Sandstein, welcher die Klippen bildet; einer davon verzweigt sich aufsteigend und umhüllt einen Sandsteinblock von allen Seiten.

Eine andere Form der dioritischen Ablagerungen ist diejenige, dass sie als mächtige Zonen auftreten, welche in den Schichtenbau anderer Gesteine eingeschaltet sind, oder gewissermaassen eine Axe bilden, um welche sich andere Systeme von schichtenartigen Gebirgsgliedern fächerförmig gruppiren.

Die Diorite haben im Allgemeinen eine geringere Verbreitung als die diabasischen Gesteine; die richtige Trennung beider ist noch keineswegs überall durchgeführt worden, und Manches was man dem Diabas zuzählt, mag vielleicht in der Folge als ein Diorit erkannt werden.

Zu der im Folgenden versuchten Zusammenstellung der hauptsächlichsten Lagerorte des Diorit ist zu bemerken, dass es bei einem guten Theile derselben vorläufig noch zweifelhaft ist, ob sie in der That auf Grund der Natur ihrer Feldspathe zu den Dioriten zu zählen sind; fernere Untersuchungen werden den Kreis dieses Gesteines hier erweitern, dort aber auch enger ziehen.

In Deutschland treten Diorite auf: im Harz u. a. an der Rosstrappe (ein sehr hornblendereicher Diorit); am Kiffhäuser auf der Rothenburg; im Fichtelgebirge am südlichen Abhang des Ochsenkopfs. Im Thüringerwald durchsetzen ausgezeichnete z. Th. mächtige Dioritgänge den Glimmerschiefer, so bei Hohleborn und Liebenstein, am Breitenberg und Ringberg unweit Ruhla, am Mummenstein bei Brotterode; auch in den silurischen Schiefern des Thüringerwaldes erscheinen Diorite am Ehrenberg bei Ilmenau, zwischen Neuwerk und Vesser, im Schwarzathal. Quarz scheint in dem Diorit des

Thüringerwaldes nach Credner gänzlich zu fehlen. Am Belmsdorfer Berge bei Bischofswerda in der Lausitz erscheint ein 20 Fuss mächtiger Dioritgang im Granit. Bei Boppard am Rhein setzt nach Nöggerath eine 30—40 Fuss mächtige Dioritmasse im Thonschiefer auf. Die Spaltungsflächen des Thonschiefers zeigen in der Nähe des Diorit kleinknotige Erhabenheiten, welche durch eine Imprägnation mit Feldspath und Hornblende entstanden zu sein scheinen. Bei Kürenz unfern Trier findet sich auch ein Dioritdurchbruch durch die devonische Grauwacke. Eine Reihe von Dioritkuppen tritt bei Wissenbach in Nassau ebenfalls aus der Devonformation heraus. Die durch Zeuschner beschriebenen Diorite der Gegend von Teschen und Kattowice dürften mit Naumann wohl als Diabase zu betrachten sein. »Im Glimmerschiefer der Sudeten am linken Steinaufer von Mittelstein bis Birgwitz in der Grafschaft Glatz, am Warthaer Kapellenberg an der Neisse, am Hutberg bei Friedberg im Gesenke, bei Würbenthal und von da in einem langen Streifen südlich bis gegen Römerstadt hin, in der Umgebung von Kupferberg bei Waltersdorf, Kreuzwiese und Röhrsdorf, sowie am nördlichen Ufer des Bober« (Senft).

Böhmen ist reich an Dioriten: Im Gneiss des Böhmerwaldes setzen zahlreiche Stöcke und mächtige Gänge auf bei Christianberg, Prachatsch, Tonnetschlag; der Thonglimmerschiefer enthält in den Umgebungen von Chlumetz und Merotitz häufige Dioritzüge, sehr deutliche Gänge bei Czernosim und Mies. Im silurischen Schiefer setzt zwischen Plass und Kasenau ein Dioritgang auf. Im nordöstlichen Kärnthen brechen Diorite durch die Grauwackenschiefer am Schloss Neidenstein, bei Stuttern, Offmanach. Ausgezeichnet ist der eine mächtige Gangmasse im Thonglimmerschiefer bildende Diorit der Umgegend von Klausen in Südtyrol, zusammengesetzt aus lauchgrüner, meist strahlsteinartiger Hornblende und weissem Oligoklas in mitunter sehr grobkörnigem Gefüge.

In Frankreich haben die dioritischen Gesteine hier und da eine ziemlich ansehnliche Verbreitung. Im Gebiete der Vogesen sind in der Nachbarschaft der Syenite die Diorite an zahlreichen Punkten bekannt, hauptsächlich am Fuss des Ballon d'Alsace, in den Umgebungen von Thillot, bei Faymont im Val d'Ajol, bei Ranfaing, um Fouday, St. Blaise u. s. w. Im Allgemeinen bemerkt Delesse, dass die Diorite mit granitischer Textur, wie die von Faymont und

Fouday etwas quarzhaltig und arm an grünschwarzer Hornblende sind, und sehr häufig in die umgebenden Gesteine übergehen, während die porphyrartig ausgebildeten Diorite gewöhnlich quarzfrei und reich an grüner Hornblende sind, auch stets deutlich von den umgebenden Gesteinen geschieden erscheinen. Dass diese Vogesendiorite häufig Glimmer aufnehmen, wurde schon früher erwähnt, auch dass dadurch diese Diorites micacées Delesse's dem Kersantit, einem hornblendearmen Oligoklas-Glimmergestein ähnlich werden, welches bei St. Marie-aux-mines und Visembach auftritt. Im westlichen Frankreich sind nach den ausführlichen Mittheilungen von Rivière von der Normandie bis zum obern Poitou über 300 verschiedene Kuppen, Stöcke und Gänge von Diorit bekannt, welche in allen Gesteinen bis einschliesslich zu dem Steinkohlengebirge aufsetzend, vorzugsweise nach der Richtung von O.S.O. nach W.N.W. angeordnet sind (Bull. de la soc. géol. (2) 1844. I. 528). Coquand beschrieb die Diorite der Vendée, welche sich zwischen la Bauduère, Olonne und le Bois ausbreiten (Bull. de la soc. géol. 1835. VII. 75).

Am nordwestlichen Fuss der Berninaspitze und am Piz Rosag beobachtete G. vom Rath einen durch grosse Oligoklaskrystalle porphyrartigen Diorit gangförmig aufsetzend in einem feinkörnigen Diorit.

Eine sehr bedeutende Rolle spielen die Diorite nach G. Rose im Ural, hauptsächlich im nördlichen Theil, wo sie den Hauptrücken dieses Gebirgszuges zusammensetzen, und die höchsten Gipfel bilden, wie die Belaja-Gora bei Nischnej-Tagilsk. Auch im Ilmengebirge bei Miask und bei Alapajewsk erscheinen Varietäten von Diorit und Dioritporphyr.

Sterry Hunt erwähnt einen Diorit vom Mount Johnson in Canada, welcher aus vorwaltenden, zoll- oder überzollgrossen Krystallen von weissem Feldspath (ächtem Oligoklas, s. oben), schwarzer Hornblende und kleinen bernsteingelben Titanitkryställchen besteht.

Die Diorite finden sich hauptsächlich im Gebiete der krystallinischen Schiefer, der Granite und der Uebergangsformation, und ihr Alter scheint im Allgemeinen ein ähnliches zu sein, wie das der Granite. Jünger als die Steinkohlenformation sind z. B. sämmtlich oder zum Theil jene oben erwähnten im westlichen Frankreich. Nach Junghuhn setzen auf der Insel Java bei dem Dorfe Satang an der Lookulokette zahlreiche Dioritgänge im tertiären Sandstein

auf, in welchem sich nahe an der Contactfläche so zahlreiche Glimmerblättchen ausgebildet haben, dass er zu einem vollkommenen Glimmerschiefer geworden ist (Java III. 274). Es würde dies, falls das Gestein nicht etwa, wie zu vermuthen, ein Andesit ist, ein Beispiel eines verhältnissmässig sehr jungen Diorit liefern. Rolle berichtet ebenfalls von »Dioriten«, welche bei Prasberg in Untersteiermark jünger sind, als die ältesten Eocänschichten.

Die Ophite, welche sich gewöhnlich an der Oberfläche als isolirte kuppenförmige Berge darstellen, finden sich nur höchst selten in dem eigentlichen Hochgebirge der Pyrenäen, vorzugsweise in dem Hügellande am Ausgang der Thäler, auch wohl in dem Mittellauf der Pyrenäenflüsse, da wo deren Thäler sich bassinförmig erweitern. Der höchste Punkt, von welchem Ophit bekannt ist, ist der Col de Lourde bei Eaux-bonnes. Sie erscheinen sowohl auf der nördlichen französischen als auf der südlichen spanischen Seite, z. B. in dem spanischen Gistain- und Cinca-Thal. Auf dem nördlichen Abhang sind sie in ganz unverhältnissmässig grösserer Anzahl nachgewiesen, was z. Th. daher rühren mag, dass diese Gegenden vorzugsweise durchforscht wurden. Ihre allgemeine Vertheilung ist den Abhängen folgend dem Streichen der selbst zweifach gegliederten Hauptkette parallel und namentlich in den Westpyrenäen, in den Thälern von Lavedan, Ossau, Baigorry erreichen sie ihre Hauptentwicklung. Die ausgezeichnet erkennbaren metamorphischen Wirkungen der Ophite äussern sich in der Umkrystallisirung der Jurakalke zu Marmor (St. Béat, Arguenos, Brücke von Pouzac), und ihrer Imprägnation mit Couzeranit, Dipyr und andern Silicaten (St. Béat, Cazaunous, Couledoux, Portet im Vallongue, Pouzac). Die Bestimmung des Alters der Ophite wird dadurch sehr erschwert, dass meistentheils ihre Grenzen gegen das Nebengestein mit Ackerland und Waldwuchs oder mit Steingerölle bedeckt sind, und bei verschiedenen Forschern begegnen wir daher auch verschiedenen Ansichten über das Alter dieser eigenthümlichen Gesteine. v. Charpentier betrachtete sie als sehr jugendliche Bildungen, jünger vielleicht, als die Austiefung der meisten Pyrenäenthäler, auch Dufrénoy setzt ihre Ablagerung in neuere Zeit, indem er ihre Eruption für später hält als die Bildung selbst des obersten Tertiär. Inzwischen müssen durch neuere Funde und Beobachtungen diese Ansichten manche Abänderung erleiden. Das erste Zutagetreten dieser Ge-

steine geht jedenfalls dem Absatz der untern Kreide voraus: Lyell fand 1839 bei Poug d'Arzet unweit Dax in die Kreideformation eingeschaltete ophitische Tuffe, welches später durch Raulin bestätigt wurde; auch noch anderswo erscheinen in den zur untern Kreideformation gehörenden Conglomeraten Fragmente, deren ophitische Natur nicht bezweifelt werden kann. Auf der andern Seite sehen wir den Ophit die Nummulitenschichten durchbrechen: dagegen finden sich keine Ophite mehr im Bereich der in vollständiger Horizontalität am Fusse der gehobenen Pyrenäen abgelagerten Miocänbildungen. Die Hauptbildungszeit der Ophite scheint in das untere Tertiär zu fallen, ein Theil derselben muss aber älter sein; eine ähnliche, nur noch weit grössere Verschiedenheit im Alter ist man für die pyrenäischen Granite anzunehmen gezwungen (Bd. I. 523).

G. Rose, D. u. D.porphyr, Poggend. Annal. XXXIV. 1835. 1.
Delesse, Feldsp. d. D., Annales des mines 1851. XIX. 149; 1849. XVI. 342. 356.
Werther, D. von Suhl, Journ. f. pr. Chemie XCI. 1864. 330.
Keibel, D. vom Harz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 575.
C. W. C. Fuchs, D. v. d. Rosstrappe, N. Jahrb. f. Min. 1862. 812. 854.
Credner, D. d. Thüringer Waldes, N. Jahrb. f. Min. 1843. 271.
Nöggerath, D. v. Boppard, Karstens Archiv IX. 1836. 578.
Czjzek, D.schiefer v. Mölk, Jahrb. d. geol. R.anst. IV. 1853. 267.
Jokély, D. Böhmens, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 387. 713.
Websky, D.schiefer von Kupferberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 1853. 376.
Senft, Kalkd., Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1858. 308.
vom Rath, D. in Graubündten, Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 226. 259.
v. Blöde, D. v. Chomenka u. Jampol, N. Jahrb. f. Min. 1841. 508.
v. Hochstetter, Glimmerd. aus d. Böhmerwald, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 764.
Delesse, Glimmerd., Karstens u. v. Dechens Archiv XXIV. 1851. 280.
Massieu, Glimmerd. d. Bretagne, Comptes rendus LIX. 1864. 129.
v. Richthofen, D. v. Klausen, geogn. Beschr. v. Südtyrol, 1860. 111. 155.
de Lapparent ebendar., Annales des mines (6) VI. 1864. 251.
Rivière, D. in Westfrankr., Bull. de la soc. géol. (2) 1844. I. 528.
Coquand, D. der Vendée, Bull. de la soc. géol. 1835. VII. 75.
G. Rose, D. des Ural, Reise nach dem Ural II. 561.
Hunt, D. vom Mount Johnson, Am. journ. of sc. (2) XXVII. 1859. 340.

Ueber Ophit vgl.:

Palassou, Mém. pour servir à l'histoire naturelle des Pyrénées et des pays adjacents, Pau 1819.
v. Charpentier, Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. Paris 1823. 481.

Dufrénoy, Annales des mines (3) 1832. II. 21. Mém. pour servir à une description géol. de la France II. 1834. 153.
Crouzet, Annales des mines (5) 1853. IV. 361.
Delesse, Annales des mines (5) 1857. XII. 196; 199; 223; 420.
Raulin, Comptes rendus LV. 1862. 669.
Noguès, Bull. de la soc. géol. (2) XX. 1863. 12.
Leymerie, Bull. de la soc. géol. (2) XX. 1863. 245.
Noguès, Comptes rendus LXI. 1865. 445.

Tonalit

hat kürzlich vom Rath ein Gestein genannt, aus welchem die südlich vom Tonale in den östlichen Alpen gelegene mächtige Gebirgsmasse des Monte Adamello besteht, und welches als dem quarzführenden Diorit am nächsten stehend (vgl. S. 5) hier im Anschluss an denselben folgt. Es enthält in körnigem Gemenge als wesentliche Bestandtheile eine trikline Feldspathspecies, Quarz in reichlicher Menge, Magnesiaglimmer und Hornblende, den Orthoklas nur sehr spärlich und als accessorischen Gemengtheil. Der trikline Feldspath mit characteristischer Zwillingsstreifung bildet schneeweisse, scheinbar durchaus frische Körner von der Zusammensetzung: Kieselsäure 56.79; Thonerde 28.48; Kalk 8.56; Kali 0.34; Natron 6.10; Glühverlust 0.24 (100.51) und dem spec. Gew. 2.695. Das Sauerstoffverhältniss dieser Feldspathe ist 0.916 : 3 : 6.815 (nach einer zweiten Analyse jedoch 0.994 : 3 : 7.503, also mit höherer Zahl für Kieselsäure). Da schon mehrere andere Feldspathe von fast gleicher Zusammensetzung analysirt wurden (trikline Feldspathkrystalle aus dem blauen Porphyr des Esterel-Gebirges nach Deville, schneeweisse Krystalle aus dem Andesit von Popayan in Südamerica nach Francis, (»Andesin« von Cucurasape bei Popayan nach Deville), so leitet vom Rath daraus die Existenz eines Feldspaths ab, dem das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 7 zu Grunde liegt (vgl. Bd. I. S. 26).

Dieser so zusammengesetzte Feldspath erscheint entweder in einem körnigen Gemenge mit den übrigen Bestandtheilen, oder er bildet seltener eine feinkörnige, viele gestreifte Spaltungsflächen zeigende Grundmasse, in welcher die übrigen Gemengtheile ausgeschieden sind. Der graulichweisse Quarz ist stets in reichlicher Menge vorhanden, zuweilen in gleicher wie der Feldspath, meist unregelmässig gerundete Körner, seltener gerundete Dihexaeder bis vier Linien gross bildend. Schwärzlichbrauner, regelmässig sechs-

seitig begrenzter Magnesiaglimmer und schwärzlichgrüne Hornblende in kurzen dicken Säulen sind stets vorhanden.

Weisse unregelmässig begrenzte Körner von Orthoklas, nach Art des Schriftgranit sehr reichlich mit Quarz durchwachsen, finden sich in einzelnen Partieen des Gebirges als accessorischer Gemengtheil; als solcher erscheint auch Orthit in nadelförmigen Krystallen, seltener mit blossem Auge kaum wahrnehmbarer Titanit und Magneteisen in kleinen Oktaedern. Die Gesammtzusammensetzung des Tonalit ist: Kieselsäure 66.91; Thonerde 15.20; Eisenoxydul 6.45; Kalk 3.73; Magnesia 2.35; Kali 0.86; Natron 3.33; Wasser 0.16 (98.99). Der Sauerstoffquotient ist für Eisenoxydul 0.338, für Eisenoxyd 0.334, also verschieden von dem der Granite, welcher wohl kaum jemals 0.3 erreicht; vom Rath betrachtet mit Recht das Gestein als eine Lücke zwischen Granit und Diorit ausfüllend (vgl. das S. 6 Erwähnte).

Die centralen Tonalitmassen des Adamellogebirges werden von steil aufgerichteten Glimmerschiefer- und Thonschieferschichten umlagert.

vom Rath, Beiträge zur Kenntniss der eruptiven Gesteine der Alpen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 249.

Porphyrit.

(Porphyrit G. Rose, Porphyrit Naumann z. Th.)

Zur Bezeichnung der Oligoklas und Hornblende (Glimmer) führenden Porphyrgesteine bedienen wir uns mit G. Rose (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 296) und Roth des Namens Porphyrit. Wie Bd. I. S. 597 erwähnt wurde, fasst Naumann den Begriff Porphyrit weiter auf, indem er auch orthoklashaltige hornblendeführende Porphyre dazu rechnet, indessen augenscheinlich das Hauptgewicht dabei auch auf die Oligoklasglieder legt. Dadurch jedoch stellen sich andererseits unsere Porphyrite als weiter begrenzt dar, dass Naumann nur quarzfreie Gesteine unter dieser Bezeichnung befasst, während wir unter derselben sowohl quarzfreie als quarzhaltige Gesteine begreifen. Es sind dies Consequenzen, welche sich von selbst ergeben, wenn man in erster Linie die Natur der Feldspathe, in zweiter die Anwesenheit oder Abwesenheit von Quarz betont.

Die Porphyrite besitzen eine braunrothe, kastanienbraune, bläulichbräunliche oder dunkelrauchgraue, dicht erscheinende Grund-

masse mit eingewachsenen weissen, gelblichweissen oder röthlichen Oligoklaskrystallen, bisweilen auch mit dunkeln Hornblendekrystallen oder statt deren mit dunkeln Glimmerblättchen. In einigen Fällen ist Quarz in kleinen Körnern oder in der Form unregelmässiger Aederchen ausgeschieden. Die Porphyrite stellen die porphyrische Ausbildung derjenigen Mineralcombination dar, welche im körnigen Gefüge den Diorit bildet und sich in den jüngern Hornblende-Andesiten wiederfindet. Dass in mineralogischer Hinsicht auch die »Dioritporphyre« von den Porphyriten nicht zu trennen sind und hierher gehören, darauf wurde früher (S. 11) hingewiesen. Stets ist der Mangel an ausgeschiedenen Orthoklaskrystallen das characteristische und sowohl von den Felsitporphyren, als von den Orthoklasporphyren unterscheidende Merkmal. Von den Melaphyren sondern sich die Porphyrite dadurch, dass sie Hornblende führen, während jene Augit enthalten. Characteristisch, namentlich im Gegensatz zu den Melaphyren ist das Fehlen der Mandelsteinbildungen bei den Porphyriten.

Naumann lässt es (Geognosie I. 599) dahin gestellt sein, ob die dunkle und dicht ausgebildete Grundmasse seiner Porphyrite, von welchen die unsrigen die Oligoklas-Abtheilung darstellen, eine felsitische, ein inniges Gemenge von Feldspath und Quarz, übereinstimmend zusammengesetzt mit derjenigen der quarzführenden Orthoklasporphyre (Felsitporphyre), oder nur ein kryptokrystallinischer Feldspath sei. Offenbar ist in sehr vielen Fällen die Porphyritgrundmasse in der That eine felsitische, was auch damit übereinstimmt, dass mitunter neben dem triklinen Feldspath Quarzkörner sichtbar eingesprengt sind; dagegen ist es andererseits doch auch keinem Zweifel unterworfen, dass sehr häufig die Grundmasse keine freie Kieselsäure enthält, sondern ein kryptokrystallinisches Gemenge von Feldspath mit Hornblende oder Glimmer darstellt.

Die ausgeschiedenen triklinen Feldspathkrystalle in dem Porphyrit gehören dem Oligoklas oder einem Feldspath an, dessen Zusammensetzung derjenigen des Normal-Oligoklas genähert ist. Die Krystalle sind gewöhnlich klein, licht gefärbt, nur mit einem geringen Grad von Pellucidität versehen und sehr häufig ist die Zwillingsstreifung nur schwierig zu erkennen. Delesse befand die gestreiften Feldspathkrystalle, welche nebst spärlichen Glimmerblättchen in der Grundmasse des im Devonkalk als Gang aufsetzenden

quarzfreien Porphyr von Schirmeck in den Vogesen ausgeschieden sind, als Oligoklas; er enthielt: Kieselsäure 65.74; Thonerde und Eisenoxyd 18.49; Kalk 4.17; Magnesia und Alkalien 10.60; Glühverlust 1.00; allerdings zeigt sich für Oligoklas ein hoher Kieselsäuregehalt; das spec. Gewicht ist 2.686. Gleichfalls untersuchte Delesse die Feldspathkrystalle aus den ägyptischen Porphyriten mit rothbrauner Grundmasse, welche von den Alten zu mancherlei Kunstwerken verarbeitet wurden und fand darin: Kieselsäure 58.92; Thonerde 22.49; Eisenoxyd 0.75; Kalk 6.13; Magnesia 1.87; Natron 6.93; Kali 0.93; Wasser 1.64. Das Sauerstoffverhältniss von $\dot{R} : \ddot{Si}$ ist nahe 1 : 7, G. Rose betrachtet sie vermuthlich mit Recht als zersetzte Oligoklase. Derselbe ausgezeichnete Forscher ermittelte auch die Zusammensetzung der triklinen Krystalle des Porphyrit von Quenast in Belgien zu: Kieselsäure 63.70; Thonerde 22.64; Eisenoxyd 0.53; Kalk 1.44; Magnesia 1.20; Natron 6.15; Kali 2.81; Wasser 1.22. Auch hier hat die Verwitterung das Sauerstoffverhältniss des Oligoklas nicht unbeträchtlich gestört. Streng analysirte die weissen gestreiften Feldspathe aus denjenigen Porphyriten, welche am Südrande des Harzes in der Gegend von Ilfeld verbreitet sind, und glaubte, dass ihre Zusammensetzung mit der des Labrador übereinstimme; sie ergaben: Kieselsäure 53.11; Thonerde 27.27; Eisenoxydul 2.53; Kalk 7.47; Magnesia 0.91; Kali 1.08; Natron 5.09; Glühverlust 2.38; mit dem Sauerstoffverhältniss 1 : 2.8 : 6.1 (Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 133). G. Rose erklärt sich indessen dagegen, weil das von Streng gefundene spec. Gewicht (2.6) von dem des Labrador nicht unbedeutend abweiche und weil sich unter dem Mikroskop zeige, dass die Krystalle nicht mehr frisch und mit einem grünen Mineral und Eisenglanz innig gemengt sind; nach ihm sind sie gleichfalls wahrscheinlich zersetzter oder verunreinigter Oligoklas (ebendas. XI. 297). Oligoklas aus blauem Porphyr, welcher bei Uranienborg im südlichen Norwegen Lagen zwischen Schiefer bildet, enthält nach Kjerulf: Kieselsäure 61.54; Thonerde 21.30; Eisenoxyd 1.18; Kalk 2.63; Magnesia 0.23; Kali 6.01; Natron 4.16; ist das Alkalienverhältniss auch wahrscheinlich durch Zersetzung bereits verändert, so ist das Sauerstoffverhältniss dennoch sehr nahe 1 : 3 : 9.

Die Hornblende erscheint in dünnen Säulen oder Nadeln von schwarzer Farbe und oft nur sehr unvollkommener Spaltbar-

keit, welche besonders deutlich in einer etwas gebleichten oder verwitterten Grundmasse hervortreten.

Der Glimmer bildet kleine, meist sechsseitige Blättchen und ist fast nur dunkelfarbiger Magnesiaglimmer. Glimmer und Hornblende scheinen sich meistens gegenseitig auszuschliessen, so dass in den hornblendereichen Porphyriten fast nie Glimmerblättchen erscheinen und umgekehrt die vielen Glimmer enthaltenden Porphyrite von Hornblende entweder gänzlich oder doch beinahe frei sind. In den sächsischen Porphyriten, welche sich von Wilsdruff nach Potschappel hinziehen, ist dieses gegenseitige Ausschliessen besonders deutlich zu beobachten; bei Unkersdorf zeigen sich beide Mineralien nebeneinander ausgeschieden, dasselbe beobachtete G. Rose an den Porphyriten von Folmersdorf in Schlesien.

Wie bei den orthoklashaltigen Porphyrgesteinen quarzführende (Felsitporphyre) und quarzlose (quarzfreie Orthoklasporphyre) unterschieden wurden, so zerfallen auch die orthoklasfreien oligoklasführenden Porphyre ihrerseits in quarzführende und quarzfreie. Die Ausdehnung der beiden Abtheilungen ist aber, wie es scheint, eine gerade umgekehrte: während unter den orthoklashaltenden Porphyren die quarzführenden überwiegen, herrschen unter den oligoklashaltenden die quarzfreien vor. In den Porphyriten gibt sich der Quarzgehalt bald, wie erwähnt in der Form von ausgeschiedenen Körnern kund, wie in denen des Altai, in manchen der Wilsdruff-Potschappeler Ablagerung, und diese stellen alsdann die porphyrische Ausbildung quarzhaltiger Diorite dar, indem sie sich zu diesen verhalten, wie Felsitporphyr zu Granit. Daneben tritt indessen auch der allerdings seltene Fall ein, dass sich kein Quarz ausgeschieden hat, sondern die freie Kieselsäure sich in der alsdann felsitischen Grundmasse befindet (Ilfeld am Harz); diese Ausbildungsweise findet ihre vollkommene Parallele bei jenen wenigen zu dem Felsitporphyr gerechneten Gesteinen (Bd. I. 552), welche gleichfalls die freie Kieselsäure nicht als Quarz ausgeschieden, sondern in der Grundmasse feinvertheilt enthalten, z. B. bei dem Gestein von Elfdalen in Schweden. Die weit häufiger verbreiteten quarzfreien Porphyrite entsprechen den quarzfreien Dioriten und verhalten sich zu diesen, wie quarzfreier Orthoklasporphyr zum Syenit.

Quarzführende und quarzfreie Porphyrite sind keineswegs im-

mer in der Natur scharf von einander getrennt; bisweilen kommt es vor, dass in einer Porphyritablagerung, welche durchschnittlich keine freie Kieselsäure enthält, local sporadische Quarzkörner sich einstellen und petrographisch ist es zweckmässig, hier eine Grenzlinie zu ziehen, welche geologisch nicht existirt; derlei Verhältnisse bieten sich z. B. an den Porphyriten der Gegend von Wilsdruff in Sachsen dar.

Als accessorische Gemengtheile sind zu erwähnen: Granat in rothen Körnern in dem Porphyrit von Ilfeld sehr verbreitet; Titanit am Kohlberge bei Folmersdorf in Schlesien; Eisenglanz in manchen Porphyriten häufig; Magneteisen hier und da.

Der Analysen von ächten hierhergehörenden Gesteinen gibt es leider nur wenige. Von deutschen Porphyriten, welche gerade sehr charakteristisch ausgebildete Varietäten darstellen, liegen nur Analysen derjenigen von Ilfeld am Harz vor, welche wir Streng verdanken (von ihm ursprünglich als Melaphyr-Porphyr bezeichnet), die aber meist an nicht mehr frischem, verwittertem und bereits mit Säure brausendem Material angestellt wurden.

	I.	II.	III.
Kieselsäure	64.34	67.36	61.97
Thonerde	16.34	17.05	16.27
Eisenoxydul	7.61	4.35	7.49
Manganoxydul . . .	0.32	—	0.07
Kalk	3.92	2.74	1.38
Magnesia	0.89	0.62	2.71
Kali	3.70	3.94	4.04
Natron	2.92	3.24	2.55
Glühverlust	1.05	2.30	3.45
Kohlensäure	1.67	—	1.04
	102.76	101.60	100.97

I. Gänseschnabel bei Ilfeld; braune hornsteinartige Grundmasse, weisse zwillingsgestreifte Feldspathe, ein grünes mit Säuren brausendes Mineral, braune Pünktchen, einzelne Granaten und etwas Magneteisen. Kuhlemann bei Streng, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 112.

II. Homogene, vor dem Löthrohr beinahe unschmelzbare Grundmasse desselben. Streng, ebendas. 112.

III. Zwischen Neustadt und den Kohlengruben am Vaterstein bei Ilfeld; chokoladebraune, matte Grundmasse, hier und da brausend, weisse matte Felspathe, seltene dunkelgrüne Krystalle und ein weiches sehr seltenes talkartiges Mineral. Streng ebendas. 113.

Mit I stimmt sehr gut die (unvollständige) Bauschanalyse des antiken rothen Porphyrit vom Djebel-Dokhan (vgl. unten), in welcher Delesse fand: Kieselsäure 64.00; Kalk 3.15; Glühverlust 0.29 (Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 532). Die Grundmasse II von I ist im Verhältniss der Säure zur Thonerde kieselsäurereicher als selbst Orthoklas, daher, wenn sie auch verwittert ist, höchst wahrscheinlich eine felsitische, quarzführende. Strengs Methode, auf Grund der Bunsenschen Formeln (Bd. I. 455) die ursprüngliche Zusammensetzung der unzersetzten Gesteine zu berechnen, scheint nicht wohl gestattet, da keine Gewähr vorliegt, dass dieselben wirklich aus t und p zusammengesetzt waren; er stellte so als ursprüngliche Zusammensetzung auf: Kieselsäure 60.7; Thonerde und Eisenoxydul 22.9; Kalk 7.0; Magnesia 3.2; Kali 3.5; Natron 2.7 (100.0). Mit Recht bemerkt Streng, dass man aus der Menge der Kohlensäure und des Wassers noch nicht direct auf den Grad der Zersetzung schliessen darf.

H. Fikentscher bestimmte den Kieselsäuregehalt und das spec. Gewicht einiger sächsischer Porphyrite (Naumann Geognosie II. 676); er fand im

	Kieselsäuregehalt	Spec. Gewicht
hornblendereichen Porphyrit von Potschappel	59.3	2.724—2.740
Porphyrit von Kesselsdorf	66.4	2.682
Porphyrit von Wilsdruff	67.25	2.715
glimmerreichen Porphyrit von Meissen	68.1	2.605—2.674

Die letztern gehören offenbar zu den quarzführenden Porphyriten. Das spec. Gewicht beträgt beim Porphyrit I 2.67, bei der Grundmasse II 2.66, beim Porphyrit III gleichfalls 2.66 (Streng), beim rothen antiken Porphyrit 2.763 (Delesse).

Feldspathkrystalle (Oligoklas) sind fast stets in den porphyritischen Gesteinen ausgeschieden; je nachdem ausser ihnen noch Hornblende oder Glimmer darin zu gewahren ist, kann man allgemein drei Abtheilungen von Porphyriten unterscheiden:

Feldspathporphyrit (Oligoklasporphyrit), nur oder fast nur Feldspathkrystalle enthaltend.

Hornblendeporphyrit, Feldspath- und Hornblendekrystalle enthaltend, entsprechend dem Hornblendediorit.

Glimmerporphyrit, Feldspathkrystalle und Glimmer enthaltend, entsprechend dem Glimmerdiorit.

Zu den Feldspathporphyriten, welche in ihrer Grundmasse trikline Feldspathkrystalle, keine, fast keine oder nur undeutliche andere Ausscheidungen aufweisen, gehören folgende, genauer gekannte Gesteine.

Der Feldspathporphyrit von der Südseite des Harzes aus der Gegend von Ilfeld, welcher sich als ausgedehnte Ablagerung von der Ebersburg bis nach Rothensütte hinzieht, enthält in einer homogen erscheinenden, bisweilen hornsteinartigen an dünnen Kanten durchscheinenden oder ganz undurchsichtigen Masse von röthlichbrauner bis röthlichgrauer Farbe, kaum linienlange gestreifte Krystalle von durchsichtigem bis durchscheinendem Feldspath, ein grünes meist stark verwittertes Mineral in kleinen Körnern oder Prismen, rothen Granat durch die ganze Masse zerstreut und feine Schüppchen von Eisenglanz, ausserdem sehr feine dunkelbraune Punkte in grosser Anzahl in der hellern Grundmasse.

Bäntsch, Girard, Streng und G. Rose haben sich namentlich um die Untersuchung dieser Gesteine verdient gemacht; die drei erstern Forscher rechneten sie zu dem körnigen Melaphyr oder Melaphyrporphyr, mit Rose, Naumann, v. Cotta und Roth halten wir dieselben für Feldspathporphyrite. Diese Gesteine sind von den dortigen eigentlichen Melaphyren nicht nur durch mineralogische und chemische Constitution, sondern auch durch Lagerungsverhältnisse scharf getrennt. Aus der grossen Anzahl von Analysen, welche Streng ausgeführt hat (vgl. oben), ergibt sich als durchschnittlicher Gehalt an Kieselsäure 61.3 pct., welcher beträchtlich von dem der viel basischern Melaphyre abweicht, desgleichen der viel geringere, 17 pct. niemals erreichende Thonerdegehalt. Aus dem Sauerstoffquotienten, welcher zwischen 0.4 und 0.33 schwankt, erhellt, dass, da die Gegenwart von Orthoklas durch nichts angezeigt ist, ausser dem triklinen Feldspath noch freie Kieselsäure im Gestein vorhanden sein müsse. Streng betrachtet die Grundmasse (Anal. II) als aus einem Mineral bestehend und ihr Sauerstoffver-

hältniss 1.2 : 2.7 : 12 kann wohl nur auf Orthoklas deuten, allein an und für sich ist es unwahrscheinlich, dass nur eine einzige Mineralsubstanz die Grundmasse bilden sollte, noch dazu Orthoklas, während sich nur der basischere Feldspath in Krystallen ausgeschieden hätte. Auch G. Rose bezweifelt, dass sie aus einem einfachen Mineral im dichten Zustande bestehe, weil man in dünn geschliffenen Plättchen unter dem Mikroskop eine durchsichtige Hauptmasse erkennt, in welcher viele, unregelmässig umgrenzte schwarze Körnchen und sehr schmale schwarze Säulchen liegen. Es wurde schon bemerkt, dass Streng die Feldspathe für Labrador hält, womit sich hingegen G. Rose nicht einverstanden erklärt, der in ihnen etwas zersetzte Oligoklase sieht. Das dunkelgrüne Mineral ist nach Streng wasserhaltig, sehr basisch, eisenreich und hat die Zusammensetzung eines eisenreichen Chlorit. Er fand darin nach Abzug eines unlöslichen Rückstandes: Kieselsäure 16.43, Thonerde 15.15, Eisenoxydul 26.77, Kalkerde 14.91, Magnesia 4.99, Kali 1.96, Natron 3.11, Glühverlust 16.68 (100.00). Es ist das Sauerstoffverhältniss der Monoxyde zur Thonerde zur Kieselsäure zum Wasser wie 2 : 1 : 1 : 2. Bäntsch und Girard betrachten dieses Mineral als Augit, G. Rose sieht in demselben wahrscheinlich mit Recht ein Zersetzungsproduct von Hornblende. In den verwitterten Varietäten konnte Streng auch noch glänzende Körner von schwarzem Titaneisenerz erkennen. Die Verwitterung schreitet in dieser Porphyrablagerung mit grosser Schnelligkeit fort.

Am Altai werden auf dem Schleifwerk zu Kolywansk nach G. Rose Feldspathporphyrite verarbeitet, welche in einer dunkelbraunrothen feinsplitterigen Grundmasse kleine schnee- bis graulichweisse trikline Feldspathkrystalle (keine Orthoklase), seltene Quarzkörnchen und sehr zahlreiche kleine Eisenglanzblättchen enthalten. Diese schönen Gesteine liefern ein deutliches Beispiel von quarzführenden Porphyriten. Am Korgon haben sich in dieser röthlichbraunen Grundmasse kleine, 2—3 Linien im Durchmesser grosse festverwachsene Kugeln einer dichten theils bläulichgrau, theils schwarz gefärbten Masse ausgeschieden, so dass eine sphärolithische Structur hervorgerufen wird (Reise in den Ural I. 561).

Nach G. Rose gehören noch zu den Feldspathporphyriten (von ihm früher Syenitporphyre genannt) die Gesteine von den Pentlandhills bei Edinburgh mit graulich- bis röthlichweissen Oligoklaskry-

stallen und vielen kleinen Eisenglanzflimmerchen in einer bräunlichrothen Grundmasse; das Gestein von Heinersreuth bei Stadt-Steinach im Fichtelgebirge, röthlichweisse oft über 3 Linien grosse und 1 Linie breite deutlich gestreifte Oligoklase in dichter rothbrauner Grundmasse enthaltend; das Gestein vom Ziegenrücken, südwestlich von Hohenelbe in Böhmen, welches in einer graulichschwarzen bis röthlichgrauen Grundmasse zahlreiche dünne Oligoklase umschliesst. Fischer erwähnt unter den schwarzwälder Porphyren ein unweit St. Märgen, östlich von der Ohmenkapelle vorkommendes quarzarmes Gestein, welches gar keinen Orthoklas, sondern nur klinoklastischen Feldspath ausgeschieden enthält (Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. II. Nro. 14. 215). v. Cotta vermuthet, dass auch die Mandelsteine von Oberstein an der Nahe hierher gehören dürften (Gesteinslehre 1862. 108), was indessen sehr zweifelhaft erscheint.

Zu den Porphyriten scheint man auch am zweckmässigsten das von Delesse untersuchte Gestein von Lessines und Quenast in Belgien zu rechnen. Es ist ein Oligoklasgestein (vergl. S. 25), dessen weisse oder grünlichweisse Krystalle in einer dunkelgrünen Grundmasse eingewachsen sind, welche Delesse als chlorithaltig erachtet; ausserdem führt das Gestein hier und da Körner und Krystalle von Quarz, manchmal auch einige Mm. lange Hornblendesäulen, ebenfalls Kalkspath, Eisenspath; in Drusen findet sich Kalkspath, Axinit, Epidot. Die Zusammensetzung ist: Kieselsäure 57.60, Thonerde und Eisenoxyd 25.00, Kalk 3.23, Magnesia, Kali, Natron 9.92, Wasser und Kohlensäure 4.25 (100.00). Naumann stellt dieses jedenfalls nicht mehr frische Gestein zu den augithaltenden quarzfreien Diabasporphyren (Geognosie I. 583), wozu es seiner Zusammensetzung nach als augitfreies, quarzführendes Gestein gewiss nicht gehört, Roth (Gesteinsanalysen XLIV) ist geneigt, es den Glimmerdioriten zuzuzählen, obschon des Glimmers darin kaum Erwähnung geschieht.

Ob die von Kjerulf als quarzfreier Felsitporphyr bezeichneten Gesteine vom Studentenberg bei Akershus und vom Makrelbäk in Norwegen (Christiania-Silurbecken 1855. 9 u. 10), welche, zwischen untersilurischen Schiefern Lager bildend, eine vorwiegende dichte bläuliche Grundmasse und darin kleine weisse Oligoklase (S. 25) und viel Eisenkies besitzen, richtiger den Porphyriten beigesellt oder mit Roth (Gesteinsanalysen XXXVII) als quarzfreie oligoklas-

arme Orthoklasporphyre (hornblende- und glimmerarme, kiesreiche Rhombenporphyre) betrachtet werden müssen, ist noch näher zu entscheiden.

Bei den Hornblendeporphyriten stellt sich unter den ausgeschiedenen Krystallen neben Feldspath auch deutliche Hornblende ein; die Grundmasse ist im Allgemeinen ebenso braun, rothbraun oder violettbraun gefärbt, wie bei den Feldspathporphyriten.

Zu dieser Porphyritabtheilung gehört der rothe antike Porphyrit (Porfido rosso antico, Porphyrites der Römer) meist vom Djebel-Dokhan aus Aegypten stammend, wo Burton und Wilkinson die alten Steinbrüche wieder auffanden. In einer schön blutrothen Grundmasse enthält er häufige kleine schneeweisse oder rosenrothe Feldspathkrystalle, mit Zwillingsstreifung (Analyse s. oben), schwarze, glänzende, bisweilen etwas unbestimmt begrenzte Hornblendenadeln und gewöhnlich kleine Eisenglanzflimmerchen. Quarz durchzieht das Gestein in unregelmässigen feinen Adern, eigentliche Quarzkörner sind nicht zu erkennen. Die Grundmasse, so viel als möglich vom ausgeschiedenen Feldspath befreit, ergibt nach Delesse: Kieselsäure 62.17; Thonerde 14.71; Eisenoxyd 7.79; Manganoxydul Spur; Kalk 3.30; Magnesia 5.00; Kali 2.04; Natron 4.10; Glühverlust 0.58 (99.69); das spec. Gew. ist 2.765. Der grosse Gehalt an Magnesia und das hohe spec. Gewicht lassen auf viel Hornblende schliessen und es bleibt alsdann freie Kieselsäure für die Grundmasse übrig.

Der Porphyrit, welcher sich südwestlich von Dresden von Wilsdruff nach Potschappel hinzieht, ist in der Nähe des letztern Ortes ebenfalls als Hornblendeporphyrit ausgebildet; in den meist etwas zersetzten Hornblendekrystallen findet sich sehr häufig ein Kern von porphyrischer Grundmasse. Nach Nordwesten in der Richtung nach Wilsdruff zu geht dieser Hornblendeporphyrit in einen Glimmerporphyrit über. Das Gestein vom Kohlberg bei Reichenstein in Schlesien ist auch ein Hornblendeporphyrit. Die von Senft beschriebenen Hornblendemelaphyre des Thüringerwaldes dürften zum grossen Theil diesen Hornblendeporphyriten entsprechen (vgl. später unter Melaphyr). Zu den Hornblendeporphyriten gehören wahrscheinlich die in cambrischen und untersilurischen Schichten auftretenden Gesteine aus der Umgegend von Dolgelly in Merio-

netshire (z. B. zu Cader Idris, Cyfrwy, Bwlch-yr-Hendref) und aus der Umgegend von Pwllheli in Caernarvonshire.

Eine sehr charakteristische Gesteinsgruppe unter den Porphyriten bildet die dritte Abtheilung, die Glimmerporphyrite, welche in einer dicht erscheinenden Grundmasse triklinische Krystalle von Feldspath und Glimmer enthalten. Die Grundmasse ist ebenfalls meist dunkel gefärbt, der Feldspath von weisslicher, grünlicher oder röthlicher Farbe, der Glimmer bildet dunkelgefärbte, oft regelmässig sechsseitige Blättchen, Quarzkörnchen meist in spärlicher Menge stellen sich hier und da ein. Mit einer Aufnahme von Hornblendekrystallen ist immer eine Abnahme des Glimmergehalts verbunden und so wird der Uebergang in die Hornblendeporphyrite vermittelt. Unter den Glimmerporphyriten finden sich seltene Varietäten mit einer Mandelsteintextur, wobei alsdann die Grundmasse freier von eingewachsenen Krystallen und mehr gleichmässig dicht erscheint; die Mandeln enthalten kieselige Mineralien, Grünerde oder Kalkspath. Von einigen Forschern werden diese Glimmerporphyrite namentlich des Thüringerwaldes zu den glimmerhaltigen Melaphyren gerechnet. Naumann macht darauf aufmerksam, dass ihre Grundmasse nicht so leicht schmilzt, wie die der Melaphyre, und ein weissliches, blasiges Email liefert, während die Melaphyre zu einem schmutziggrünen Glase schmelzen (Geognosie I. 600). Auch dadurch unterscheiden sich diese Glimmerporphyrite von den Melaphyren, dass letztere wohl nie mit quarzführenden Varietäten in Verbindung stehen, sowie dass ihr charakteristisches Mandelsteingefüge jenen fast gänzlich fehlt. Ueber die als Glimmermelaphyre bezeichneten Gesteine des Thüringerwaldes vgl. Melaphyr.

Zu diesen Glimmerporphyriten gehört die Hauptmasse des oben erwähnten Porphyrzuges zwischen Wilsdruff und Potschappel am linken Elbeufer in Sachsen. Sie besitzen eine röthlich- oder bläulichbraune Grundmasse, in welcher neben den triklinischen Feldspathen gewöhnlich nur eine Linie grosse, sehr regelmässig begrenzte und verhältnissmässig dicke Tafeln von schwarzem Glimmer liegen. Im Triebischthale, in der Gegend von Meissen an beiden Elbeufern, unweit Altenburg in mehrern Ablagerungen (nordöstlich von der Stadt, sodann zwischen Paditz und Priefel, bei Rasephas, ferner östlich von Wendischleuba) und nach Jokély im Granit des mittlern Böhmens (in der Gegend zwischen Holuschitz, Malcitz und

Neuwraz, dann bei Mirotitz, Cerhonitz, Kamenitz u. s. w.) sind diese Gesteine ebenfalls verbreitet. Der blaue quarzfreie Porphyr von Meissen (derselbe wie der zwischen Wilsdruff und Potschappel) geht (nach Naumann) in den quarzhaltigen des Tronitzberges über. v. Richthofen beobachtete oberhalb des Schlosses Trostburg an der Eisack in Tyrol einen Porphyr, welcher ausser grossen und spärlichen Quarzen nur Oligoklas (fast gar keinen Orthoklas) und vielen schwarzen Glimmer enthielt (geogn. Beschr. d. Umg. v. Predazzo u. s. w. 1860. 120). Die »Glimmerporphyre« des Thüringerwaldes aus der Gegend von Ilmenau enthalten meistentheils Orthoklas ausgeschieden, gehören also nicht hierher. Weitere Untersuchungen werden ohne Zweifel den Kreis dieser Porphyritgesteine vergrössern. Die ältern, von rothen Felsitporphyren durchsetzten Gesteine des Morvan in Centralfrankreich, welche Charmasse beschreibt, dürften wohl auch den Porphyriten zuzuzählen sein; entschieden ist hierher zu stellen das Gestein von Schirmeck in den Vogesen (vgl. S. 25).

Die Porphyrite, in ihren Lagerungsverhältnissen sehr mit den Felsitporphyren übereinstimmend, bilden Gänge von oft colossalen Dimensionen, mächtige Stöcke, Decken und Lager. Ihre Haupteruptionsepoche scheint zwischen die devonische Formation und den Zechstein zu fallen.

Der blaue Porphyrit aus der Gegend von Wilsdruff und Potschappel ist älter als die Steinkohlenformation, da die ältesten Schichten derselben schon Geschiebe von ihm enthalten. Er bildet Gänge im Granit und Syenit, gerade wie der Porphyrit aus der Gegend von Meissen, aus welchem z. B. bei Prositz ein über 250 F. mächtiger Gang zwischen Granit und Thonstein besteht. Naumann beschreibt den mächtigen Porphyritgangstock des hohen Eifert beim Buschbad im Triebischthale, welcher sich nach Norden in drei parallele Gänge zerschlägt, die in ihrem Verlauf den Felsitporphyr von Dobritz durchsetzen. Am Südrande des Harzes in der Gegend von Ilfeld erscheint der Porphyrit nach Naumanns Untersuchungen als eine zwar vielfach zerrissene aber an Ausdehnung und Mächtigkeit die Melaphyre übertreffende Decke, welche der mittlern Etage des Rothliegenden aufgelagert ist und von Königerode bis Hermannsacker vom Zechstein bedeckt wird. Eine Absonderung in meist senkrechte Säulen ist daran gewöhnlich, welche auch die schroff

und isolirt aufragenden Felsgestalten des Gänseschnabels, Falkensteins, Bielsteins u. s. w. hervorruft; der Porphyrit schliesst auch Melaphyrbruchstücke ein. Der rothe antike Porphyr bildet unter 27° 20′ in Aegypten nach Lefebvre am Djebel Dokhan einen 20—25 Meter mächtigen Gang im Granit.

Naumann, Erläuterungen zur geogn. Karte v. Sachsen 1845. H. V.
v. Cotta, Glimmerporphyrit, N. Jahrb. f. Min. 1845. 75.
G. Rose, Porphyrit (Syenitporphyr), Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 1849. 378.
G. Rose, Feldspathporphyrit verschiedener Gegenden (Ilfeld u. s. w.), Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 296.
Girard, Porphyrite (Melaphyre) von Ilfeld, N. Jahrb. f. Min. 1858. 145.
Bäntsch, Porphyrite (Melaphyre) des Harzes, Abhandl. der naturf. Gesellsch. zu Halle 1858. Band IV.
Streng, Porphyrite (Melaphyre) des südlichen Harzrandes, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 99; XIII. 1861. 87.
Naumann, Porphyrit von Ilfeld, N. Jahrb. f. Min. 1860. 23.
Delesse, rothe antike Porphyrite, Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 532; daraus in N. Jahrb. f. Min. 1851. 422.
Delesse, Porphyrit von Lessines und Quenast, Belgien, Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 315.
Delesse, Porphyrit von Schirmeck, Vogesen, Annal. des mines (4) XVI. 1849. 362.
Élie de Beaumont, Porphyrit von Schirmeck, Explic. d. l. carte géol. d. l. Fr. I. 343.
Charmasse, Porphyre des Morvan, Bull. de la soc. géol. (2) IV. 1847. 750.

An die Glimmerporphyrite reihen sich zwei Gesteine, welche in der Bretagne und den Vogesen sich findend von französischen Geologen mit besondern Namen bezeichnet worden sind. Vom petrographischen Gesichtspunkte aus sind sie zum Theil vollständig mit den Glimmerporphyriten zu identificiren, zum Theil gehen sie indessen auch in krystallinisch-körnige Varietäten über, welche in jeder Beziehung dem Glimmerdiorit entsprechen. Aus der folgenden Charakterisirung derselben erhellt zur Genüge, dass kein Grund vorliegt, diese Bezeichnungen fernerhin aufrecht zu erhalten.

Kersanton.

Dieses Gestein besitzt eine grünliche oder graue Grundmasse, in welcher kurze sechsseitige Säulen oder Lamellen von braunem oder schwarzem Glimmer eingewachsen sind. Die Grundmasse scheint zum grössten Theil aus Feldspath zu bestehen und zwar aus Oli-

goklas, welcher bisweilen deutlich krystallinisch ausgebildet ist und es entstehen alsdann körnige, aus Oligoklas und Glimmer gemengte Varietäten, die man geradezu als Diorite micacée Delesse's bezeichnen kann. Hornblende fehlt nach Delesse dem Gestein gänzlich. Accessorisch finden sich beigemengt Epidot, Markasit und Magneteisenerz; Kalkspath erscheint sowohl in Körnern und rundlichen Concretionen zwischen den Feldspathen liegend, als auch in feinen Trümern und Adern, welche sich durch das Gestein hindurchziehen; gleichfalls ist, wie in dem Glimmerporphyrit, ein kleiner Gehalt an Quarz hier und da beobachtet worden. Von der Minette unterscheidet sich der Kersanton dadurch, dass der feldspathige Bestandtheil Oligoklas und nicht Orthoklas ist. Delesse fand im Kersanton von Daoulas, Dép. Finisterre einen Kieselsäuregehalt von 52.80, einen Kalkgehalt von 5.40, an Wasser und Kohlensäure 6.75, sowie eine Spur Chromoxyd, welches wahrscheinlich von dem Glimmer herrührt.

Das als Kersanton bezeichnete Gestein ist der Bretagne eigenthümlich, wo es regellose Gänge im Silurgebiet, vorzugsweise im Thonschiefer bildet; namentlich in der Gegend von Brest und Quimper bei Daoulas und l'Hôpital ist es verbreitet und wird zu vielfachen architektonischen Zwecken verwandt.

Dufrénoy, Explic. de la carte géol. d. l. France 1841. I. 198.
Rivière, Bull. d. l. soc. géol. (2) I. 1844. 528.
Delesse, Annal. des mines (4) XIX. 1851. 175; N. Jahrb. f. Min. 1851. 164.

Kersantit.

Auch der Kersantit ist ein, und zwar meist flaseriges oder porphyrartiges Gemenge von Oligoklas und Glimmer, welches in vielen Fällen einen kleinen Hornblendegehalt, zudem dann und wann etwas Quarz besitzt. Nur aus den Vogesen ist diese Gesteinsabänderung bekannt, welche Delesse, wie es scheint, gänzlich unnöthigerweise noch neben dem Kersanton mit einem besondern Namen belegte, da der einzige Unterschied von demselben in dem bisweiligen Eintreten von Hornblende statt des Glimmers beruht. Der zwillingsgestreifte Oligoklas ist von weisser Farbe, der Glimmer schwärzlichbraun, die Hornblende heller oder dunkler grün und in feinen Nadeln ausgebildet. Carrière beobachtete in den hornblendereichern, einigermaassen schieferigen Varietäten auch etwas

rothen Granat. Im Kersantit von Visembach fand Delesse 58.00 pct. Kieselsäure; dass der Feldspath dieses Gesteins Oligoklas-ähnlich sei, bestimmte er durch eine Analyse, welche ergab: Kieselsäure 63.88; Thonerde 22.27; Eisenoxyd 0.51; Kalk 3.45; Kali 1.21; Natron 6.66; Wasser 0.70. Die Gesteinszusammensetzung wurde berechnet zu 70 Oligoklas als Minimum und 30 Glimmer als Maximum.

Bei Visembach in den Vogesen erscheint das Gestein mehr porphyrartig, indem der Oligoklas eine Grundmasse bildet, in welcher Glimmer und wenig Hornblende liegen. Durchsetzt wird dieser Kersantit nach allen Richtungen von einigen mehrere Centimeter mächtigen Gängen, die aus einer grobkörnigern Varietät bestehen, in welcher man die einzelnen Gemengtheile deutlich unterscheiden kann (offenbar ein gewöhnlicher Glimmerdiorit); sie führt mehr hellgrüne Hornblende, ausserdem Eisenkies, Kupferkies, Bleiglanz und umschliesst kleine Knollen aus weissem Quarz, Chlorit, Epidot und Kalkspath. Die vorwaltendste Varietät bei Visembach besteht nur aus Oligoklas und Glimmer und kann ohne Weiteres als Glimmerdiorit bezeichnet werden. Bei Ste. Marie-aux-mines in den Vogesen bildet der Kersantit als eine weniger deutlich krystallinische Varietät einen 30—35 Meter mächtigen, scharfbegrenzten Gang im Syenitgranit.

Delesse in Annal. des mines (4) 1851. XIX. 165 und N. Jahrb. f. Min. 1851. 428.

Hier möge sich das noch nähere Untersuchung verdienende Gestein anschliessen, welches Jenzsch Amygdalophyr genannt hat. An dem Hutberg bei Weissig, östlich von Dresden sich findend besitzt es eine grünbraune kryptokrystallinische an den Kanten etwas durchscheinende Grundmasse, welche vereinzelte ausgeschiedene Feldspath- und Hornblendekrystalle umschliesst. Oft wird dies Gestein mandelsteinartig und in den Hohlräumen treten Hornstein, Chalcedon, Quarz, Chlorophäit, Eisenkies, Bleiglanz auf, auch wird gediegen Blei angegeben. I ist die Zusammensetzung des Gesteins; II die des Feldspaths, beide nach Jenzsch:

	I.	II.
Kieselsäure	62.3	64.5
Thonerde	16.8	17.0
Eisenoxydul } . . .	6.8	—
Maganoxydul }		—
Kalk	1.8	—
Magnesia . . , . .	2.9	0.9
Kali	3.7	14.6
Natron	3.7 }	2.2
Lithion	Spur }	
C̈, Wasser	2.8	0.8
Titansäure	Spur	—
	100.8	100.0

Spätere Analysen ergaben für die Zusammensetzung des Feldspaths: 65.0—65.2 Kieselsäure; 19.5—19.7 Thonerde; 0.2 Kalk; 1.6 Magnesia; 12.69 Kali; 0.56 Lithion; 0.35—0.55 Glühverlust. Dieser Feldspath, von Jenzsch Weissigit genannt, stimmt in seiner Zusammensetzung nahe mit Orthoklas überein, gehört indessen dem eingliedrigen System an. Seine Natur ist demnach noch unentschieden. Nach Jenzsch enthält dieses Gestein Bruchstücke von Quadersandstein und von Phonolith, es würde somit jünger sein, als der Quadersandstein und der benachbarte Phonolith des böhmischen Mittelgebirges und der Lausitz, sich also als das jüngste der sächsischen Eruptivgesteine darstellen. Er bringt es daher in Verbindung mit den Trachyten, wenn auch das Ansehen gar nichts trachytisches besitzt. Geinitz bezweifelt das jugendliche Alter dieses Gesteins und reiht es, wie es scheint mit Recht der ältern Porphyrgruppe ein. v. Cotta stellt es zu den Hornblendeporphyriten, womit es in der That die meiste Aehnlichkeit hat. Roth schliesst es den Melaphyren an, mit denen er es schon deshalb nicht vereinigen sollte, weil seine Melaphyre keine Hornblende führen.

Jenzsch, N. Jahrb. f. Min. 1853. 386; 1854. 401; 1855. 798.
Geinitz, N. Jahrb. f. Min. 1856. 665.

Melaphyr.

Schwarzer Porphyr, L. v. Buch; Porphyrit, v. Carnall und Zobel; Pseudoporphyr, Freiesleben; Basaltit, v. Raumer; Trapp, Trappmandelstein; Spilit z. Th.

Der Melaphyr ist ein vorwiegend kryptokrystallinisches, bisweilen porphyrartiges, dazu sehr häufig mandelsteinartiges Gemenge, welches der Hauptsache nach aus Oligoklas und Augit mit Magneteisen besteht.

Dasjenige Gestein, dessen Zusammensetzung der manchfachsten Deutung unterlegen ist und unter dem im Laufe der Zeit von den einzelnen Forschern die verschiedensten Mineralcombinationen verstanden wurden, ist wohl zweifelsohne der von Alexander Brongniart wegen seiner dunkeln Farbe so benannte Melaphyr, der, wie Girard bezeichnend sagt, »wie ein schwarzes Gespenst auf der Bühne der Wissenschaft erschienen ist, ohne dass ihn jemand bestimmt zu fassen vermochte.« Zum Theil rühren die Differenzen daher, dass man gar mancherlei in ihrer kryptokrystallinischen Ausbildung und dunklen Farbe einander sehr ähnliche, ihrer mineralischen Zusammensetzung nach jedoch verschiedene Gesteine allzu freigebig mit demselben Namen Melaphyr belegte und nun natürlicherweise bei genauerer Untersuchung die einzelnen sog. Melaphyre eine abweichende Constitution ergaben. Dazu kam, dass solche Untersuchungen nur schwierig durchzuführen waren, da man es grösstentheils mit scheinbar dichten, meist vielfach verwitterten Gesteinen zu thun hatte, welche nur selten porphyrartig Gemengtheile ausgeschieden enthielten und über deren Natur auch die chemische Analyse nur spärliches Licht verbreiten konnte.

Bevor wir zur eingehendern Beschreibung unserer Melaphyre schreiten, erscheint es nothwendig, einen kurzen Abriss der Geschichte dieses Namens zu entwerfen, um zu zeigen, welchen verschiedenen Begriff die einzelnen Forscher damit verknüpft haben.

Alexander Brongniart, welcher zuerst den Namen Melaphyr einführte (Journal des mines XXXIX. 40), definirt denselben als Porphyr mit schwarzer, felsitisch-hornblendehaltiger Grundmasse und ausgeschiedenen Feldspathkrystallen (pâte noire d'amphibole pétrosilicieux, enveloppant des cristaux de feldspath). Diese Bestimmung aus dem Jahre 1813 leidet für die jetzige Zeit an grosser Unsicherheit, denn damals war weder der Unterschied zwischen orthoklastischen und klinoklastischen Feldspathen bekannt, noch pflegte man Hornblende und Augit so von einander zu trennen, wie es jetzt geschieht. Leopold von Buch ist für Deutschland eigentlich der erste, welcher die Brongniart'sche Bezeichnung Melaphyr

auf verschiedene Gesteine anwandte und dadurch verallgemeinerte. So belegte er damit zunächst die schwarzen Gesteine des Fassathals und der Seisser Alp in Tyrol, die er auch wohl schwarze Porphyre oder Augitporphyre nannte, weil sie die schönsten Augitkrystalle in einer schwarzen augitreichen Grundmasse enthalten, Gesteine auf welche die Brongniart'sche Definition aber auch in keinem einzigen Zuge mehr passte. Mit mehr Recht zählte Leopold von Buch zu den Melaphyren viele Gesteine des Harzes, des Thüringerwaldes und anderer Gegenden, bei welchen er, da sie meist kryptokrystallinische Ausbildung zeigen, eine ähnliche Zusammensetzung nur vermuthete. Von der Gegenwart des Augit konnte sich L. v. Buch, wie es scheint, nicht recht überzeugen; in dem Melaphyr von Ilfeld vermochte er den Augit »nie deutlich« zu erkennen und bei den Melaphyren des Thüringerwaldes sei er »nicht leicht« zu beobachten, doch könne man an den grössern Krystallen zuweilen bemerken, dass ihr Bruch »nicht der der Hornblende« sei. Während die tyroler Gesteine längst den Namen Melaphyr abgestreift haben, ist er bei den deutschen Gesteinen geblieben, welche dadurch Gegenstand manchfachster Discussionen geworden sind. Niederschlesische basaltähnliche Gesteine, welche v. Raumer Basaltit genannt hatte, und welche Spätere zu den Melaphyren gezogen haben, wurden durch Zobel und v. Carnall in ihrer werthvollen Beschreibung des niederschlesischen Gebirges mit dem Namen Porphyrit bezeichnet; eine gleichförmig scheinende, schimmernde Masse ohne eingewachsene Krystalle wird von ihnen als vorzugsweise aus Feldspath bestehend angenommen. Sehr selten, wie im Brettgrunder Thal gegen Schatzlar hin, oder am Scholzenberg beobachtet man deutliche Hornblendekrystalle darin; an dem Hockenberg-Vorwerk bei Rothwaltersdorf und Klein-Eckersdorf treten dagegen aus der feinkörnig schimmernden Masse des »Porphyrit« sehr wohlerkennbare Augitkrystalle hervor.

Delesse suchte die chemische Analyse und mikroskopische Untersuchung (bei 100maliger Vergrösserung) zu Hülfe zu nehmen, um die Zusammensetzung einiger Gesteine aus den Vogesen und von Tyveholms Udden bei Christiania zu erforschen, welche man den Melaphyren zugezählt hatte. Aus seinen Analysen der »Melaphyre« von Belfahy, Puix, Emoulière, Giromagny, Oberstein an der Nahe folgerte er, dass der feldspathige Gemengtheil hauptsächlich aus

Labrador bestehe, den er auch als ausgeschiedene Krystalle analysirte. Neben dem Labrador fand er in der Grundmasse ein dunkelgrünes Mineral, von welchem er (auch auf Grund seiner Analysen) vermuthete, dass es Hornblende sei, weil beim Calciniren des Gesteins die Grundmasse gewöhnlich eine braune oder hellröthliche Farbe annimmt, wie bei den geglühten hornblendehaltigen Dioriten und Dioritporphyren. Von eingesprengten Krystallen glaubte er Labrador und in einigen Melaphyrgesteinen auch Augit zu erkennen, z. B. in demjenigen von Belfahy (nur mit der Loupe zu beobachten) und Oberstein, während er in andern Gesteinen, z. B. dem von Faucogney keine Augitkrystalle auffinden konnte. Die Analysen scheinen übrigens, wie auch v. Richthofen bemerkt, nicht an vollständig frischem Material angestellt zu sein; Delesse führt selbst an, dass die von ihm als Labrador erklärten Feldspathe des Obersteiner Melaphyr sich schon in einem etwas zersetzten Zustande befunden hätten. Jene labradorhaltenden »Melaphyre« der Vogesen finden sich unten als Labradorporphyre aufgeführt.

In etwas frühere Zeit als die Untersuchungen von Delesse fallen die Arbeiten von C. Bergemann über die als Melaphyre bezeichneten Gesteine aus der Umgebung des Schaumbergs bei Tholey und vom Martinstein bei Kirn am Südrande des Hunsrück. Bergemann bediente sich zur Erforschung der chemischen und mineralogischen Verhältnisse der Methode der gesonderten Analyse, indem er die Gesteine zunächst mit Salzsäure behandelte und dadurch einen Theil der Bestandtheile abtrennte, die unauflöslichen Theile alsdann durch kohlensaure Alkalien und Flusssäure weiter aufschloss und untersuchte. Diese Partial-Analyse leidet an denselben Mängeln, welche derselben auch da anhaften, wo man sie zur Untersuchung der Phonolithe und Basalte angewandt hat: man ist unsicher, ob derjenige Bestandtheil, welchen man für den unlöslichen hält, nicht durch die Säure schon zum Theil zersetzt ist und diese Lösung nicht die Zusammensetzung des sog. auflöslichen Theils verdunkelt. Dennoch ist der hohe Werth der Bergemann'schen Arbeit für die Kenntniss dieser Gesteine nicht zu unterschätzen, zumal da sie sich auf krystallinisch-körnige Varietäten bezieht. Bergemann gelangte für diese Melaphyrgesteine des südlichen Hunsrück zu folgenden Resultaten. Die meisten dieser körnigen Melaphyre besitzen 24—30 in Salzsäure auflöslicher und 70—76 pct. in Salzsäure unlöslicher

Bestandtheile; das Gestein von der Höhe des Schaumbergs enthielt z. B. 24.59 zersetzbare und 75.41 unzersetzbare Theile, das vom Martinstein bei Kirn 29.98 zersetzbare, 70.15 unzersetzbare. Die auflöslichen Theile führen 6—12 pct. kohlensaures Eisenoxydul und kohlensauren Kalk, sowie 4—6 pct. titanhaltiges Magneteisenerz, ausserdem ein noch unbestimmtes Silicat (welches wohl ohne Zweifel aus einer theilweisen Zersetzung der für unlöslich gehaltenen Bestandtheile herrührt). Der in Salzsäure unlösliche Theil besteht sehr vorwaltend aus Labrador, welchem in geringer Menge (auf der Höhe des Schaumbergs 4.61, am Martinstein bei Kirn 5.51 pct.) ein grünes Mineral beigemengt ist, welches Bergemann für Augit hält, weil nach Abzug des auf Grundlage der Alkalien berechneten Labrador zwischen der übrigbleibenden Kieselsäure und den Basen das Sauerstoffverhältniss 2 : 1 obwaltet (welches übrigens auch als das der Hornblende zu betrachten ist). Das Gestein von der Höhe des Schaumbergs lieferte, nachdem es mit Salszäure behandelt war, eine blendend weisse Masse, in welcher sehr ungleich vertheilte kleine glänzende, dunkelbraungrüne und durchscheinende Krystalle liegen, die der Länge nach gestreift erscheinen, vor dem Löthrohr sehr schwer und nur an den äussersten Kanten schmelzen; die grössten dieser für Augit gehaltenen Krystalle messen etwa ½ Linie und scheinen geschobene vierseitige Prismen zu bilden. Das mit Salzsäure behandelte Gestein vom Martinstein bei Kirn erscheint als eine grauweisse aus kleinen Feldspathkrystallen bestehende Masse, an denen sich oft ein eigenthümliches Farbenspiel zeigt; darin liegen hin und wieder spärliche kleine durchscheinende Krystalle von gelblichgrüner Farbe, die Bergemann ebenfalls für Augit hält. Der kugelförmige sog. Melaphyr vom Schaumberg am Wege von Tholei nach Thelei zeigt dagegen in dem unverwitterten Kern seiner Kugeln eine ganz andere Beschaffenheit, indem dieser nach Bergemann aus 80 pct. Labrador und 18.21 pct. Magneteisen besteht, ebenfalls das diesem ganz ähnliche Gestein von Aussen bei Bettingen in der Gegend von Lebach. Der olivinhaltige sog. Melaphyr vom Pitschberg zwischen Metternich und Tholei ist wohl ein basaltisches Gestein, Blum ist geneigt, auch das Gestein vom Martinstein bei Kirn und vom Schaumberge bei Tholei für labradorreichen Anamesit anzusehen (Lithologie 1860. 173).

Früher schon, im Jahre 1840 hatte Steininger die petro-

graphischen Verhältnisse der sog. Melaphyre (Tholeiit) in dem Lande zwischen der Saar und dem Rhein zu erforschen gesucht und war zu den Resultaten gelangt, dass deren Masse grösstentheils aus Feldspath, welchen er für Albit hielt (wohl eine Verwechslung mit einem andern klinoklastischen Feldspath) und aus magnetischem Titaneisenerz oder auch aus titanhaltigem Eisenglanz bestehe; die kleinen Krystalle dieser Erze erscheinen in dem mit Salzsäure begossenen Gestein als hexagonale Täfelchen, weshalb sie nicht dem Magneteisen angehören können. In einigen Varietäten glaubte er auch Hornblende oder Augit als Beimengung zu erkennen, welche Bestimmung jedoch später von ihm selbst zurückgezogen wurde.

Gustav Bischof beschäftigt sich in der ersten Auflage seines Lehrbuchs der chemischen und physikalischen Geologie (II. 645) eingehend mit den Melaphyren, welche ihm im Allgemeinen als Labrador-Augitgesteine gelten, während er geneigt ist, die Gegenwart des Magneteisens in den Melaphyren von einer Zersetzung des augitischen Gemengtheils abzuleiten. Er bespricht auch die damals vorzugsweise bekannten Melaphyranalysen von Delesse und Bergemann. In der zweiten Auflage (1864) hat Bischof sich für die inzwischen wahrscheinlicher gewordene Deutung der Melaphyrzusammensetzung bekannt: »die chemischen Analysen sprechen mehr für die Gegenwart von Oligoklas; Augit, aber nicht Hornblende, und Magneteisen sind ebenfalls Gemengtheile des Melaphyr« (III. 448).

G. Rose hatte in seiner wichtigen Arbeit über die Grünsteine die Gemengtheile des Augitporphyr als Labrador und Augit festgestellt und da der Melaphyr nach L. von Buchs Vorgang als eine feinkörnige Varietät des Augitporphyr angesehen wurde, so war es nahe gelegt, das gewonnene Resultat auch auf diesen anzuwenden. Credner, welcher die Melaphyre des Thüringerwaldes erforscht hatte verstand darunter: »alle porphyrartigen Gesteine, deren Grundmasse meist von grünlichgrauer bis schwärzlichgrüner und röthlichgrauer bis dunkelbraunrother Farbe die Härte des Orthoklases nicht übersteigt, deren krystallinische Ausscheidungen aus einer nicht zum Orthoklas gehörigen Feldspathspecies (wahrscheinlich Labrador), aus Augit (den indessen Credner nur problematisch beobachtete) und aus Glimmer mit gänzlichem Ausschluss von Quarz bestehen und deren spec. Gewicht 2.6 bis 2.75 zu betragen pflegt.«

In ein neues Stadium trat die Kenntniss der zum Melaphyr

gezählten Gesteine durch die im Jahre 1856 veröffentlichte ausgezeichnete und umfangreiche Monographie v. Richthofens, worin er einen geschichtlichen Abriss der bisherigen Arbeiten gab, alle vorhandenen Melaphyranalysen zusammenstellte und discutirte, dieselben auch durch sieben selbstveranstaltete aus dem Thüringerwald und dem Landeshut-Glatzer Gebirgszug vermehrte, sowie zuletzt seine eigenen Untersuchungen und Ansichten über die petrographische Zusammensetzung der Melaphyre mittheilte. Indem er den grössten Theil der Analysen verwirft, weil sie an bereits zersetztem Material angestellt wurden, welches keine richtigen Schlussfolgerungen erlaubt, wählt er vier Analysen aus von charakteristischen möglichst frischen Varietäten, welche mit Säuren kein Aufbrausen zeigen, nämlich den Melaphyr von Belfahy nach Delesse, den von Ilmenau nach Söchting, denselben Melaphyr nach seiner eigenen Analyse und den von Landeshut ebenfalls von ihm selbst analysirt; aus diesen Analysen, welche in der That auffallende Uebereinstimmung zeigen, berechnet er die durchschnittliche Zusammensetzung des Normalmelaphyr zu: Kieselsäure 54.12, Thonerde 20.91, Eisenoxydul 7.99, Kalkerde 6.24, Magnesia 2.09, Natron 3.16, Kali 1.70, Phosphorsäure 0.87, Titansäure 0.89, Wasser 2.03. Was die mineralogische Zusammensetzung betrifft, so geht er von dem Grundsatz aus, dass die ursprüngliche Brongniart'sche Melaphyrdefinition wieder hergestellt werden müsse, dergemäss dies Gestein ein Feldspath-Hornblendegemenge ist. An der Hand der chemischen Zusammensetzung, unter Beihülfe des Mikroskops und Berücksichtigung der etwa erkennbaren eingesprengten Krystalle sowie des specifischen Gewichts und anderer physikalischer Verhältnisse glaubt er nun an manchen Punkten Gesteine erkannt zu haben, auf welche der Brongniart'sche Name Melaphyr mit Recht angewandt werden kann, z. B. im Schleusethal und am Schneidemüllersberg bei Ilmenau im Thüringerwald, zwischen Landeshut und Glatz in Schlesien, bei Oberstein an der Nahe und zwischen Botzen und Colmann in Tyrol. Die Gründe, welche ihm für die Gegenwart von Hornblende, die allerdings niemals deutlich nachgewiesen wurde, zu sprechen scheinen, sind folgende: 1) die chemische Zusammensetzung deutet wegen des hohen Kieselsäuregehalts weit mehr auf ein Hornblende- als auf ein Augitgestein, da er bei den letztern, soweit sie bestimmt als unzersetzte augitische Gemenge nachgewiesen sind, kaum 50 pct. über-

steigt; 2) bei keinem augitischen Gestein geht das spec. Gewicht so weit herab, als bei den Melaphyren der höchste Werth beträgt; 3) die mikroskopische Untersuchung des von Delesse zum Melaphyr gezählten Serpentino verde antico ergab, dass der färbende Gemengtheil dieses Gesteins Hornblende sei; 4) nach den Versuchen von Delesse und seinen eigenen färben sich die Melaphyre wie alle Hornblendegesteine braun, während Augit beim Glühen schwärzer wird. Was den Feldspath des Melaphyr anbelange, so gestatte die chemische Zusammensetzung nicht die Annahme von Labrador als Gemengtheil, da der Normalwerth der Kieselsäuremenge des Melaphyr (54.12) den des Labrador übersteigt, während sie durch das Hinzutreten von Hornblende oder Augit und von kieselsäurefreien Nebenbestandtheilen weit unter demselben zurückbleiben müsste; dagegen bildet sie einen Mittelwerth zwischen der des Oligoklas und der der Hornblende. Ebenso verhalte es sich mit dem spec. Gewicht: das mittlere spec. Gewicht des Labrador (2.714) übersteigt das des Melaphyr (2.7); das Hinzutreten von Hornblende oder Augit würde es noch bedeutend steigern, während Gemenge von Oligoklas und Hornblende leicht alle gefundenen Werthe des spec. Gewichtes haben können. v. Dechen hatte übrigens im Serpentino verde antico schon Oligoklas vermuthet (Karstens u. v. Dechens Archiv XIX. 525).

Das Resultat dieser verdienstlichen Arbeit ist, dass die kryptokrystallinische Grundmasse der Melaphyre wesentlich aus einem klinoklastischen Feldspathe und zwar dem Oligoklas und aus Hornblende bestehe, mit beigemengtem Apatit, Titaneisen, zuweilen auch etwas Magneteisenerz und Magnesiaglimmer.

E. Söchting hatte 1854 einige Analysen der sog. Melaphyre des Thüringerwaldes angestellt (des schwarzen Melaphyr von der Leuchtenburg oberhalb Tabarz, nach dem Inselsberg zu, des schwarzen porphyrischen Melaphyr aus dem Drusethal bei Brotterode, des röthlichen porphyrischen Melaphyr von Moosbach oberhalb Manebach bei Ilmenau und des schwärzlichen Melaphyr aus dem Ilmgrund bei Ilmenau) und dieselbe als sehr augitreiche Gesteine erklärt; so berechnete er den ersten Melaphyr als ein Gemenge von 63.57 Augit und 36.43 Albit, in dem zweiten nahm er 58.55 Feldspath an, an welchem nicht weniger als drei Species theilnehmen sollen, hauptsächlich Albit mit etwas Oligoklas und Labrador. Nach dem Er-

scheinen der Monographie v. Richthofens, welcher mit Recht dafür gehalten hatte, dass die drei erstgenannten Gesteine wegen ihres hohen Kieselsäuregehalts wohl nicht zu den Melaphyren gehörten (das zweite Gestein ist ein quarzführender Diorit, vgl. S. 9), sprach sich Söchting dafür aus, dass das Zurückgehen auf Brongniarts Melaphyrdefinition zwecklos sei, indem dessen Hornblendebestimmung keinen Werth besitze, und suchte darzuthun, dass in der chemischen Zusammensetzung der von v. Richthofen als normal aufgestellten Melaphyre kein Grund vorliege, um die bisherige Ansicht aufzugeben, dass sie aus Labrador und Augit gemengt seien. Er stützt sich dabei hauptsächlich auf den Sauerstoffquotienten, welcher in den meisten Melaphyranalysen 0.500 übersteigt (bei dem von v. Richthofen als Normalmelaphyr berechneten 0.542 beträgt). Da der Sauerstoffquotient von Oligoklas 0.444, der von Augit oder Hornblende 0.500 ist, so könne ein Gemenge von Oligoklas mit Hornblende nicht einen so hohen Sauerstoffquotienten besitzen. Derselbe verweise im Gegentheil auf Labrador, da dieser Feldspath den Sauerstoffquotienten 0.666 erreiche. Kjerulf ist in seinem »Christiania-Silurbecken« ebenfalls der Ansicht, dass die Melaphyre Labradorgesteine seien. Delesse fasste auch noch 1858 den Melaphyr als ein Gestein auf, »qui est à base de feldspath du sixième système, ordinairement de labrador et qui contient de l'augite« (Bull. de la soc. géol. (2) XV. 294); de Lapparent dehnt in ganz ungewöhnlicher Weise den Namen Melaphyr auf alle basischen Porphyrgesteine aus, welche einen triklinen Feldspath, Augit, Hornblende und Eisenglanz enthalten, vereinigt also demgemäss Porphyrit und Augitporphyr, Gesteine, deren Kieselsäuredifferenz vielleicht 20 pct. beträgt (Annales des mines (6) VI. 1864. 271).

Senft veröffentlichte 1858 eine Abhandlung über das nordwestliche Ende des Thüringerwaldes, in welcher er seine Beobachtungen, über die dortigen »Melaphyre« mittheilt; er unterscheidet normale und umgewandelte und trennt folgende Hauptvarietäten, von denen später nochmals die Rede sein wird:

a. Hornblendemelaphyre mit einer frischen, mikro- oder kryptokrystallinischen röthlichschwarzen bis grauschwarzen Grundmasse und eingesprengten perlmutterglänzenden Täfelchen von Labrador oder Oligoklas und seltenen kleinen Hornblendekrystallen, so dass das ganze Gestein ein porphyrisches Gefüge besitzt; titanhaltiges

Magneteisen ist in der Grundmasse enthalten, zufällig erscheinen Eisenkieswürfel und Titanitkörner; diese normalen Melaphyre treten vorzugsweise am südwestlichen Rande des Thüringerwaldes im Gebiete des Gneissgranit da hervor, wo Diorite oder porphyrische Granite diesen durchbrochen haben, z. B. im Drusethal, bei Schweina (diese Gesteine scheinen den Porphyriten zugerechnet werden zu müssen).

b. Glimmermelaphyre mit einer röthlichschwarzgrauen bis dunkelrothbraunen, vorherrschend aus Labrador bestehenden Grundmasse, welche schon mehr oder weniger in Carbonate und grünfärbenden Delessit umgewandelt ist und zahlreiche schwarzbraune Glimmertafeln, auch nicht selten einzelne schwarzgrüne Hornblendenadeln und Magneteisenkörnchen enthält; diese Zwischenglieder zwischen den normalen und den umgewandelten Melaphyren treten mehr in der Mitte des Gebirges auf, bei Suhl und Vessra (richtiger vielleicht möchte man diese Glimmermelaphyre Senfts zu den Glimmerporphyriten zählen).

c. Delessitmelaphyre, die umgewandelten Melaphyre, deren Grundmasse im frischen Zustande schmutzig grünlichgrau, im verwitterten röthlichgrau, mit Hohlräumen erfüllt ist, in welchen sich die Zersetzungsproducte Delessit, Kalkspath, Eisenspath, Quarz, Eisenglanz abgesetzt haben. Sie kommen vorzugsweise im Gebiet der Steinkohlen und Porphyre am nordöstlichen Rande des Thüringerwaldes von Ilmenau gegen Reinhardsbrunn hin vor.

Girard wendet sich auch gegen v. Richthofens Melaphyrbestimmung und sucht zu erweisen, dass viele dieser Gesteine wirklich Augit und keine Hornblende enthalten. Solche Gesteine deren Augitgehalt anerkannt ist, rechnet indessen v. Richthofen consequenter Weise gar nicht mehr zu seinem Melaphyr.

Naumann äussert sich in seinem Lehrbuch der Geognosie über den Melaphyr mit folgenden Worten: »Die hauptsächlichste Eigenthümlichkeit dürfte einerseits in der Natur des feldspathigen Gemengtheils begründet sein, welcher bei deutlicher Ausbildung in eingesprengten Krystallen als Labrador erkannt worden ist, andrerseits darin, dass Augit nur selten in erkennbaren Krystallen oder Individuen hervortritt, gewöhnlich aber mineralogisch gar nicht nachzuweisen ist.« »Bedenken wir, dass ein mikro- und kryptokrystallinisches Aggregat von Labrador ein etwas geringeres specifisches Gewicht zeigen muss, als die Krystalle oder Spaltungsstücke

dieses Minerals, dass die meisten Melaphyre sich in einem Zustand von Zersetzung befinden, welche in gewissen Stadien eine Erhöhung des Kieselerdegehalts zur Folge hat, dass Hornblende noch niemals, Augit aber nur äusserst selten leibhaftig erkennbar im Melaphyr nachgewiesen worden ist, so möchten wir einstweilen noch an der frühern Ansicht festhalten, dass die Grundmasse der Melaphyre (nicht aus Oligoklas und Hornblende oder Augit sondern) vorwaltend aus Labrador und einem noch unbestimmten Silicate bestehe, denen etwas Titaneisenerz beigemengt ist.« (I. 587. 560). v. Cotta bezeichnet den Melaphyr als ein inniges Gemenge von Felsit, Augit, Hornblende und Magneteisenerz (hier wird wohl unter Felsit nicht ein Gemenge von Feldspath mit Quarz, was man gewöhnlich als solchen bezeichnet, sondern eine dichte Feldspathmasse verstanden). Solcher dunkler vorherrschend dichter oder mandelsteinartiger Gesteine seien indessen manche bekannt (Basalt und Aphanit werden von ihm angeführt), die wieder nur dichte Zustände gewisser deutlicher Gemenge seien. Vieles von dem, was zuweilen Melaphyr genannt worden ist, gehöre entschieden zu den Basalten oder Grünsteinen, man habe aber auch gewisse Porphyrite sehr oft als Melaphyre bezeichnet und es sei demnach fraglich, ob nach Abzug alles dessen, was sich den Basalten, Grünsteinen und Porphyriten zurechnen lasse, noch irgend ein besonderer Melaphyr übrig bleibe. Unter diesen Umständen hält v. Cotta es für zweckmässig »die Benennung Melaphyr nur als eine gleichsam vorläufige für diejenigen dichten und dunklen basischen Eruptivgesteine beizubehalten, deren Zusammensetzung oder Zugehörigkeit zu deutlicher gemengten noch nicht erkannt ist, in derselben Art etwa, in der man sich oft genöthigt sieht, den Ausdruck Grünstein für dioritische, diabasische oder gabbroartige Gesteine zu verwenden, deren genauere mineralische Zusammensetzung noch nicht erkannt ist.« (Gesteinslehre 1862. 99). Justus Roth rechnet in seinen vortrefflichen kritischen Erläuterungen zu den Gesteinsanalysen (S. XLVI) den Melaphyr zu den Oligoklasgesteinen und zwar zu den augitführenden. Gustav Leonhard bezeichnet in seinen Grundzügen der Geognosie und Geologie (1863. 74) ebenfalls den Melaphyr als ein Gemenge von Oligoklas und Augit mit Magneteisen. Auch Blum nennt in seiner Lithologie (1860. 168) den Melaphyr ein Gemenge von vorwaltendem Oligoklas, mit wenig titanhaltigem Magneteisen und etwas Augit.

Bei den differirenden Anschauungen über die Melaphyrconstitution handelt es sich also darum, ob der Feldspath Oligoklas oder Labrador, und ob im ersten Falle der begleitende Gemengtheil Hornblende oder Augit sei; die Combination von Labrador und Hornblende ist als höchst selten nachgewiesen nie in Betracht gezogen worden. Indem hier der eigentliche Melaphyr als ein wesentlich aus Oligoklas und Augit bestehendes Gestein aufgefasst wird, sind namentlich folgende Gründe geltend gewesen:

Der durchschnittliche Kieselsäuregehalt der möglichst unzersetzten normalen Melaphyre ist, wie v. Richthofen richtig bemerkt, viel zu hoch für ein Gestein, welches nur Labrador enthält; er beträgt 54 bis 55 pct., der des Labrador selbst ist nur durchschnittlich 53 und dazu wird das begleitende Mineral, mag dies nun Augit oder Hornblende sein, sowie das gleichzeitig vorhandene Magneteisen oder Titaneisen denselben noch beträchtlich herunterdrücken; die ächten Labradorgesteine, Diabas, Hypersthen, Gabbro sind durchschnittlich sämmtlich basischer, während der Kieselsäuregehalt eines Gesteins, welches Oligoklas führt, der selbst durchschnittlich 64 pct. davon besitzt, durch basischere Mineralien füglich eine Herabdrückung auf 54 pct. erleiden kann. Will man nun nicht die Gegenwart von Quarz annehmen, welche durch nichts verbürgt ist, so wird man sich wohl für Oligoklas entscheiden müssen. Was den zweiten Bestandtheil anbelangt, so ist zuvörderst nicht zu übersehen, dass man Hornblende nie im eigentlichen Melaphyr beobachtet hat, (denn die Hornblendemelaphyre Senfts sind Porphyrite), dass dagegen Augit, wenn auch selten, dann doch unzweifelhaft nachgewiesen worden ist, z. B. in den Ilfelder Melaphyren. Dass der sog. Serpentino verde antico Hornblende enthält, worauf v. Richthofen sich stützt, kann nichts entscheiden, denn dies Gestein wird von Delesse mit Unrecht den Melaphyren zugezählt. Auch der Umstand, dass der Melaphyr beim Glühen braun wird, ist zu wenig charakteristisch, als dass er für die Gegenwart von Hornblende ins Gewicht fallen kann; v. Richthofen hat wohl auch deshalb Hornblende angenommen, weil man damals glaubte, dass Oligoklas vorzugsweise von Hornblende begleitet würde, eine Ansicht, die durch das Studium der Augit-Andesite geschwunden ist; dass er wegen des verhältnissmässig hohen Kieselsäuregehalts auf ein Hornblendegestein schliesst, ist allerdings in so fern gerechtfertigt, als Hornblendegesteine durch-

schnittlich kieselsäurereicher sind als Augitgesteine, welche fast nie Quarz oder Orthoklas führen; gleichwohl aber ist der Kieselsäuregehalt des Melaphyr keineswegs zu hoch für ein Augitgestein, denn die Augit-Andesite sind vielleicht durchschnittlich noch etwas saurer als Melaphyre und namentlich zeigen diese Gesteine, dass v. Richthofens Meinung, in Augitgemengen übersteige der Kieselsäuregehalt kaum 50 pct., einer Berichtigung bedarf. Mit der Annahme von Oligoklas und Augit steht nun auch das specifische Gewicht des Melaphyr im Einklange, welches viel zu niedrig ist für ein Labradorgestein; es beträgt sogar ungefähr gerade so viel, wie das des Labrador selbst und in einem Gestein, welches aus Labrador, Augit und Erz besteht, müsste das Labradorgewicht durch die letztern schweren Gemengtheile beträchtlich übertroffen werden; dagegen vermag der Oligoklas — leichter als Melaphyr —, und der Augit — schwerer als Melaphyr — gerade das spec. Gewicht des Melaphyr zu erzeugen.

Noch zwei andere Umstände scheinen auch für die Abwesenheit von Hornblende und die Anwesenheit von Augit in den Melaphyren zu sprechen. Eine überaus häufige Erscheinung ist es, dass die hornblendehaltigen Gesteine nebenbei Glimmer führen, und in den eigentlichen Melaphyren hat man nur ganz ausnahmsweise Glimmer als spärlichen accessorischen Gemengtheil beobachtet; in den phanerokrystallinischen und kryptokrystallinischen Oligoklas-Hornblendegesteinen, den Dioriten und Porphyriten, stellt sich gar manchmal Quarz als Gemengtheil ein, und auch davon hat sich in den Melaphyren nie eine Spur gezeigt. Wird es nun hierdurch allerdings nur auf indirectem Wege wahrscheinlich, dass die Melaphyre keine Hornblende enthalten, so deuten andrerseits dieselben Umstände auf die Gegenwart von Augit hin, welcher Gemengtheil so selten mit Glimmer, fast nie mit Quarz vorkommt.

In der That ist auch dadurch, dass der Melaphyr als ein Oligoklas-Augitgestein aufgefasst wird, die einzige Möglichkeit geboten, ihn noch weiter als selbständiges Gestein zu betrachten und vor dem Schicksal zu bewahren, in andere Gesteine aufgelöst zu werden. Wären die zum Melaphyr gezählten Gesteine Oligoklas-Hornblendegemenge, so müsste der Name Melaphyr als überflüssig wegfallen, indem sie alsdann mit den Porphyriten zu vereinigen sein würden; wären sie Labrador-Augitgesteine, so müssten sie den diabasischen Aphaniten, Diabasporphyren, Labradorporphyren zu-

gezählt werden und auch alsdann könnte von einem selbständigen Melaphyr petrographisch nicht weiter mehr die Rede sein. Die Combination von Oligoklas und Augit in porphyrischer oder kryptokrystallinischer Ausbildung würde man aber in diesen beiden Fällen vollständig vermissen, während doch von vornherein nicht an dem Vorhandensein solcher Gesteine zu zweifeln ist, welche in ältern Formationen die Vorläufer bilden für die in neuern Formationen Bedeutung gewinnenden Augit-Andesite.

Von allen andern vorauszusetzenden Mineralcombinationen der Porphyrreihe sind genauer untersuchte und mit bestimmten Bezeichnungen versehene Vertreter bekannt und so ist es denn in der That eine befriedigende Lösung zu nennen, dass sich der Melaphyr als das vermisste Oligoklas-Augitgestein zu erkennen gibt, wodurch einestheils die einzige noch offene Lücke ausgefüllt, anderntheils der altehrwürdige Name Melaphyr gerettet wird.

Es ist selbstverständlich, dass diejenigen der zum Melaphyr gezählten Gesteine, welche sich durch spätere Untersuchungen sei es als Labradorgesteine oder als Hornblendegesteine herausstellen, abgetrennt werden müssen. Dass auf den jetzigen Melaphyr die alte Definition Brongniarts nicht mehr passt, dürfte keinerlei Schwierigkeiten im Gefolge haben. Auch v. Richthofen ist es nicht gelungen, sie vollständig zu reconstruiren, da unter der »pâte d'amphibole pétrosilicieux« eine felsitische, d. h. quarzhaltige zu verstehen ist.

Der normale Melaphyr besteht also aus O l i g o k l a s (oder einem in seiner Zusammensetzung dem Oligoklas genäherten Feldspath), A u g i t, Titaneisenerz oder titanhaltigem Magneteisenerz, wozu bisweilen geringe Mengen von Apatit oder Chlorophäit treten. Meistens befinden sich diese Mineralien in einem kryptokrystallinischen oder sehr feinkörnigen Gemenge, aus welchem nur selten ausgeschiedene Krystalle hervortreten. Der gänzliche Mangel an Quarz als eines wirklichen Gemengtheils verdient ebenfalls als charakteristisch hervorgehoben zu werden.

Die Farbe der Grundmasse ist im frischen Zustande schwarz, grünlich-, röthlich-, bräunlichschwarz und verläuft bei der Verwitterung, welcher die Melaphyre sehr leicht unterliegen, in das Braune, Rothe und Grüne. Nach Bischof scheint die grüne Farbe das erste Stadium der Zersetzung von dunklen Melaphyren zu sein, darauf folgt bei fortschreitender Verwitterung die gelblichgrüne, die ocker-

gelbe und ockerbraune Farbe (Ch. u. ph. G. 1. Aufl. II. 832). Der Bruch der unverwitterten Melaphyre ist uneben, ins muschelige neigend, schimmernd, die Härte die des Feldspaths oder geringer. Manche Varietäten sind so schwarz, dicht und hart, dass sie vollständig basaltartig erscheinen. Die Grundmasse der Melaphyre schmilzt im Ganzen leicht vor dem Löthrohr an den Kanten zu einem grünlichen oder dunkelgelben Glase; mit dem Magnet lässt sich aus ihr Magneteisenerz oder Titaneisenerz oft in beträchtlicher Quantität ausziehen. Die der Verwitterung unterlegenen Melaphyre nehmen eine erdige Beschaffenheit an, zeigen einen Thongeruch, geben im Kolben Wasser und brausen mit Säuren.

Wichtig ist der hierdurch angezeigte Gehalt an Carbonaten, von denen namentlich kohlensaures Eisenoxydul und kohlensaurer Kalk als häufige Gemengtheile der Melaphyrgrundmasse erkannt worden sind. Diese Carbonate, welche in den Hunsrücker Melaphyren Bergemann zuerst nachwies, und denen Bischof besondere Aufmerksamkeit zuwandte, sind ohne Zweifel nicht ursprünglich in der Melaphyrgrundmasse vorhanden gewesen, sondern haben sich erst im Laufe der Zeit durch eine theilweise Zersetzung der darin befindlichen Silicate gebildet. Gewöhnlich scheint von ihnen das kohlensaure Eisenoxydul in grösserer Menge vorhanden zu sein als der kohlensaure Kalk; in einer stark verwitterten Varietät des Hunsrücker Melaphyr fand Bergemann den Eisenspath in Eisenoxydhydrat umgewandelt. Die grüne Farbe der Melaphyre scheint in vielen Fällen durch die innige Beimengung einer grünerdeartigen Substanz hervorgebracht, welche Delesse als chlorite ferrugineuse bezeichnete und Naumann später zu Ehren des verdienstvollen Forschers Delessit nannte. Auch diese Substanz kann wohl nur als ein Zersetzungsproduct erachtet werden und da der Delessit nachgewiesenermaassen sehr häufig aus dem Augit entsteht, deutet auch dies auf einen Augitgehalt. Alle diese in der Grundmasse fein vertheilten Substanzen, Eisenspath, Kalkspath, Delessit finden sich auch als Secretionen in den Hohlräumen der Melaphyrgesteine abgelagert.

Eine charakteristische Eigenthümlichkeit der Melaphyre namentlich im Gegensatz zu den Porphyren ist ihre grosse Neigung zur Entwicklung von amygdaloidischer Textur: fast in allen Gegenden, wo eigentliche Melaphyre auftreten, kennt man

auch Melaphyrmandelsteine. In den Hohlräumen tritt eine grosse Reihe der verschiedensten durch Zersetzung der Melaphyrgemengtheile gebildeter Mineralien auf, verschiedene Species von Quarz (Bergkrystall, Amethyst, Achat, Jaspis), wie erwähnt, Kalkspath, Braunspath, Eisenspath, Delessit, auch Zeolithe und Erze. Ueber die besondern Verhältnisse der Melaphyrmandelsteine s. unten.

Die Melaphyre scheinen auch ähnlich wie die Felsitporphyre, die trachytischen und basaltischen Gesteine, einer hyalinen Ausbildung ihrer Masse nicht zu entbehren: am Weisselberge, am südlichen Abhang des Hunsrücks tritt ein kohlschwarzes, grossmuscheliг brechendes, fettglänzendes, vollkommen halbglasiges Gestein in engster Beziehung zu den dortigen Melaphyren auf, welches wohl als ein ächter Melaphyr-Pechstein zu betrachten ist; darin liegen auch sehr kleine weisse, zum Theil durchscheinende Krystalle mit Zwillingsstreifung; es zeigt nach Weiss in Dünnschliffen eine nicht doppelbrechende homogene bräunliche Grundmasse und enthält nach Hetzer: Kieselsäure 58.97; Thonerde 15.73; Eisenoxydul 11.73; Kalk 3.20; Magnesia 0.84; Kali 0.65; Natron 5.43; Wasser 3.25 (99.80). Nach Senft (Classific. d. Felsarten 267) scheint eine ähnliche Ausbildungsweise am Altenstein im Thüringerwalde vorzukommen, v. Richthofen erwähnt ebenfalls, dass das Gestein vom Johannisberg im Landeshut-Glatzer Gebirgszug dicht, fast pechsteinartig, basaltschwarz sei, mit kleinen ausgeschiedenen Feldspathkrystallen.

An accessorischen Gemengtheilen sind die Melaphyre nicht sehr reich: Glimmer erscheint selten in messinggelben, braunen oder schwarzen, sechsseitigen Täfelchen, Rubellan in kleinen, tombakbraunen oder ziegelrothen Blättchen, Apatitnadeln sind in manchen Melaphyren gegenwärtig. Ein grünes, nicht selten eingesprengtes Mineral, von geringer Härte, welches meistens undeutlich begrenzte Körner bildet, dürfte vielleicht Delessit sein; Chlorophäit tritt ebenfalls hier und da auf; Granat kennt man in den Melaphyren von Ilfeld am Harz, Eisenkies in schönen Würfeln im Drusethal im Thüringerwald. Naumann erwähnt ein diallagähnliches Mineral in gelben bis kupferrothen Blättchen (wohl nicht Strengs grünlichweisses diallagartiges Mineral), welches aber auch nach ihm vielleicht Rubellan sein könnte. Schuppiger Eisenglanz oder Eisenglimmer, z. B. bei Friedrichsroda am Thüringerwalde. In

manchen Melaphyren findet sich Epidot eingesprengt, welches Mineral wahrscheinlich auch ein Zersetzungsproduct ist. Bemerkenswerth ist das mehrfach beobachtete Vorkommen von gediegenem Kupfer in den Melaphyren, z. B. bei Baumholder südlich vom Hunsrück, am Kewenaw-Point und im Ontonagon-District am Obern See in Nordamerica, wo dieses Metall in Begleitung von gediegenem Silber nicht nur eingesprengt ist, sondern Adern und gangartige Lagerstätten von bedeutenden Dimensionen in den Melaphyren bildet. Die Mandelsteine von Krzeszowice im Krakauer Gebiet besitzen nach Krug von Nidda einen beträchtlichen Zinkgehalt, indem daraus durch Rösten und Destillation 2—5, in einzelnen Partieen auch 10—12 pct. metallischen Zinks zu gewinnen sind (Zeitschr. d. d. geol. Ges. II. 1850. 208). Nester, Trümer und Adern von allerlei Mineralien, namentlich von denjenigen, welche auch die Hohlräume erfüllen, von Jaspis, Chalcedon, Achat, Amethyst, von Kalkspath, Braunspath oder Grünerde finden sich häufig in den Melaphyren. Bei Wahlhausen, Castell und Düppenweiler in dem Melaphyrgebiet südlich vom Hunsrück erscheinen Trümer und Adern von manchfachen Kupfererzen (Malachit, Kupferlasur, Kupfergrün, Kupferglanz), bei Friedrichsroda am Thüringerwald z. B. Eisenglanz und Eisenrahm als glänzender Spaltenüberzug.

Analysen von Melaphyren.

I. Melaphyr von Schneidemüllersberg im Ilmenthal bei Ilmenau; feinkörnig-krystallinisch, schwarz ins grünliche, mit klinoklastischem, grünlichweissem Feldspath; braust nicht mit Säuren. v. Richthofen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VIII. 1856. 615 (vgl. darüber unten).

II. Melaphyr vom Buchberg bei Landeshut, Schlesien; feinkörnig, bräunlichschwarz ins grünliche, ohne porphyrartig eingesprengte Krystalle; braust nicht mit Säuren, völlig unzersetzt. v. Richthofen, ebendas. (vgl. darüber unten).

III. Melaphyr vom Johannisberg im Landeshut-Glatzer Zug, Schlesien; dicht, fast pechsteinartig, basaltschwarz, ohne Spur von Zersetzung, mit ausgeschiedenen kleinen unbestimmbaren Feldspathen. v. Richthofen ebendas.

IV. Melaphyr von der Leuchtenburg, oberhalb Tabarz im Thüringerwald; basaltschwarz, mit weisslichen kleinen Krystallen; mit Säuren unmerklich brausend. Söchting, Zeitschr. f. ges. Naturw. 1854. 199 (nach Roth vielleicht Diorit).

V. Melaphyr aus dem Steinbruch am Rabenstein bei Ilfeld am Harz; schwarze krystallinische Masse mit vielen lichten Kryställchen, fast gar nicht mit Säuren brausend. Streng, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 145.

VI. Melaphyr vom obern Ende des Fabrikgrabens im Bährethal bei Ilfeld schwarz, sehr spröde, von scharfsplitterigem, wachsartig glänzendem Bruch, braust nicht mit Säuren. In der Grundmasse leicht ritzbare farblose bis grüne Krystallblättchen, ein diallagähnliches Mineral. Streng, ebendas. 147.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	55.54	54.58	57.82	59.18	56.22	54.26
Thonerde	23.74	18.92	17.53	15.08	15.56	15.57
Eisenoxyd . . .	—	—	—	14.67	—	—
Eisenoxydul . . .	3.92	10.87	8.43	—	8.07	8.34
Manganoxydul . .	—	—	—	—	—	0.08
Kalk	7.26	7.17	10.53	4.58	6.36	8.17
Magnesia	2.39	1.15	0.65	1.46	5.97	6.42
Kali	1.27 }	4.08 } (Kali + Natron)	5.04 } (Kali + Natron + Wasser)	1.73	3.29	2.69
Natron	2.76 }			3.02	2.40	2.61
Wasser	1.69	2.11		1.62	2.75	1.77
Kohlensäure . . .	—	—	—	—	1.95	1.24
Phosphorsäure . .	0.54	1.12	Spur	—	Spur	—
Titansäure . . .	0.89	—	—	—	—	—
	100.00	100.00	100.00	101.34	102.57	101.15

VII. Melaphyr vom rechten Abhang des Fischbachthals bei Ilfeld, graubraun, deutlich krystallinisch, nicht mit Säuren brausend, mit kleinen dunkelgrünen Krystallen des diallagähnlichen Minerals. Streng ebendas. 148.

VIII. Melaphyrmandelstein von Ilfeld, braun, gleichförmig krystallinisch, stark brausend; viele kleine Mandeln meist mit Chalcedon, auch mit Grünerde und Kalk erfüllt, auch feine Chalcedonadern; diallagähnliches Mineral. Bierwirth bei Streng ebend. 155.

IX. Melaphyrmandelstein vom Buchberg bei Landeshut, Schlesien; grauviolett, erdigweich, stark brausend, zahlreiche verschieden ausgefüllte Mandeln. v. Richthofen, Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. VIII. 1856. 640.

X. Melaphyrmandelstein von Oberstein an der Nahe, dunkel-

röthlichbraun, mit kleinen Quarzmandeln. Delesse, Annales des mines 1849. 516.

XI. Melaphyr aus dem Woleschkathal zwischen Semil und Kostialow bei Poric in Böhmen, ganz frisch, feinkörnig-krystallinisch, dunkelgrau ins grünliche mit zahlreichen kleinen Kalkspathmassen. Werther, Mitth. an Roth 1861 u. Journ. f. pr. Chem. XCI. 1864. 330.

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
Kieselsäure	59.73	56.81	48.94	51.13	54.14
Thonerde	16.08	14.11	26.25	29.73	18.06
Eisenoxyd	—	—	7.01		3.12
Eisenoxydul	6.93	10.90	—	—	5.87
Manganoxydul	0.27	—	—	—	—
Kalk	1.88	3.67	5.35	4.73	5.20
Magnesia	5.39	4.70			3.80
Kali	3.66	1.16	5.18	10.73	1.44
Natron	2.71	2.53			2.25
Wasser	3.12	3.80	2.81	3.68	6.35
Kohlensäure	0.81	2.96	3.72		Glv.
Phosphorsäure	Spur	—	0.74	—	—
	100.58	100.64	100.00	100.00	100.23

Die v. Richthofenschen Analysen dürften vielleicht an dem frischesten Material angestellt sein. I zeichnet sich durch den hohen Thonerdegehalt aus. I und II stimmen sehr genau mit einander überein, wenn man das Eisen als die Thonerde ersetzend annimmt, doch macht Roth darauf aufmerksam, dass bei einer Berechnung auf die einzelnen Gemengtheile Kieselsäure übrig bleibt. Die Analysen von v. Richthofen aus dem Thüringerwald und aus Schlesien besitzen denen von Streng aus der Umgegend von Ilfeld gegenüber einen sehr niedrigen Magnesiagehalt, auch die Söchtingsche Analyse von thüringischem Melaphyr, sowie seine andern hier nicht aufgeführten zeigen dieselbe geringe Magnesiamenge. Beachtenswerth sind auch die beträchtlichen Differenzen im Kalkgehalt (z. B. III und VI, verglichen mit VII und VIII); Kalk und Magnesia sind bei eintretender Zersetzung die beweglichsten Stoffe. Die Melaphyrmandelsteine, deren Streng noch mehrere von Ilfeld untersucht hat, weichen in ihrer Zusammensetzung nicht sehr beträchtlich von den unverwitterten dichten Melaphyren, mit denen sie in

Verbindung stehen, ab, weil die Zersetzungsproducte nicht aus dem Gestein weggeführt, sondern in Hohlräumen und auf Klüften abgesetzt wurden.

Bemerkenswerth ist die auffallend grosse Uebereinstimmung, welche die durch v. Richthofen aufgestellte durchschnittliche Zusammensetzung der möglichst frischen Melaphyre (vgl. S. 44) mit derjenigen vieler Augit-Andesite zeigt; so z. B. ist I jene Melaphyrzusammensetzung, wenn man sie wasserfrei berechnet (v. Richthofen hat 2.03 Wasser); II Augit-Andesit von der Serra Vavalaci am Val del Bove, Sicilien nach S. v. Waltershausen (Vulk. Gest. v. S. u. I. 149); III Heklalava von 1845 nach Damour (Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1849. 85):

	$\ddot{Si}$	$\dddot{\overline{Al}}$	$\dddot{\overline{Fe}}$	$\dot{Fe}$	$\dot{Ca}$	$\dot{Mg}$
I.	55.25	21.35	—	8.15	6.37	2.13
II.	55.28	17.75	11.60	—	6.24	2.42
III.	54.76	13.61	—	15.60	6.44	1.35

	$\dot{K}$	$\dot{Na}$	$\overline{P}$	$\ddot{Ti}$	Flüchtig
I.	1.73	3.23	0.89	0.90	—
II.	1.72	5.85	—	—	0.47
III.	1.21	3.41	—	1.72	0.07

Der einzige Unterschied besteht in der Ersetzung von Thonerde durch Eisen; Kieselsäure und Monoxyde könnten in diesen, zeitlich und räumlich so weit auseinanderliegenden, mineralogisch analog zusammengesetzten Gesteinen kaum besser übereinstimmen. Die Labrador und Augit führenden Dolerite sind wie erwähnt durchgehends basischer, da bei ihnen der Kieselsäuregehalt um 50 pct. schwankt. XI stimmt, den grossen Glühverlust abgerechnet, gut mit obiger Durchschnittszusammensetzung überein. Werther untersuchte noch andere ähnliche Gesteine Böhmens, welche er wohl mit Recht zu den Melaphyren rechnet. Roth zählt sie zu den Hypersantheniten; eines derselben von Stransko bei Liebstadl hält selbst 56.20 Kieselsäure und für Labrador-Hypersthen-Gesteine scheinen dieselben bei weitem zu sauer zu sein.

Der Interpretation der Analysen auf Oligoklas, Augit und Magneteisen stellen sich viele Schwierigkeiten entgegen, da die Gesteine grossentheils nicht mehr frisch sind und sich nicht der mindeste Anhaltspunkt für die Zusammensetzung der constituirenden

Mineralien gewinnen lässt. Die Partial-Analysen Bergemanns von den Hunsrücker Melaphyren sind nicht aufgeführt worden, da so verdienstlich sie auch sind, dennoch die Methode ihrer Ausführung zu vielen Zufälligkeiten ausgesetzt sein dürfte.

Was das specifische Gewicht der Melaphyre anbelangt, so beträgt dasselbe nach Leopold von Buch 2.752—2.754; Zobel und v. Carnall 2.65—2.75; Bergemann 2.748—2.837 (magneteisenreich); Credner 2.63—2.76; Geinitz 2.558—2.816; v. Richthofen 2.708—2.741; Naumann 2.67—2.75. Speciell beträgt das specifische Gewicht bei dem Melaphyr:

I. 2.708	II. 2.741	III. 2.627
IV. 2.73	V. 2.71	VI. 2.73
VII. 2.65	VIII. 2.69	X. 2.680

Naumann bemerkt, dass das specifische Gewicht des Melaphyr in Hinsicht auf dasjenige des Labrador und des, wenn auch oft nur in kleinen Quantitäten vorhandenen Titaneisenerzes keine bedeutende Beimengung von Augit voraussetzen lässt (Geognosie I. 591). Nimmt man indessen anstatt des Labrador den leichtern Oligoklas als feldspathigen Gemengtheil des Melaphyr an und berücksichtigt zugleich, dass derselbe im mikrokrystallinischen Zustande ein noch geringeres Gewicht als in Spaltungsstücken besitzen wird, so kann daneben recht wohl eine ansehnliche Menge von Augit vorhanden sein.

Ueber die genauere mineralische Zusammensetzung der einzelnen Melaphyrvorkommnisse besitzen wir namentlich folgende Forschungen:

Streng hat ausführliche Untersuchungen über die Melaphyrgesteine in der Umgegend von Ilfeld am Harz geliefert, verbunden mit einer Reihe zahlreicher Analysen, von denen oben einige mitgetheilt worden sind. Er unterschied dort Melaphyrporphyr oder porphyrartigen Melaphyr, Melaphyr und Melaphyrmandelstein. Mit Rose, Naumann, Roth und v. Cotta rechnen wir die Melaphyrporphyre, auch körnige Melaphyre genannt, zu den Porphyriten (vgl. S. 29), indem ihre Grundmasse viel mehr Kieselsäure als die andern eigentlichen Melaphyre (im Durchschnitt 61.3) enthält und (zersetzte) Hornblende aus ihnen ausgeschieden ist. Der Melaphyr, von dem die meisten Varietäten schon beginnender Verwitterung unterlegen sind, hat im möglichst frischen Zustande eine deutlich

mikrokrystallinische harte und spröde Grundmasse, zuweilen von wachsartigem Glanz und von dunkel blauschwarzer Farbe, welche verwitternd durch grün und grau in fast alle Nuancen von braun übergeht; sie schmilzt leicht zu einem weissen, grünen oder schwarzen Glase und ihr spec. Gewicht schwankt von 2.62 bis 2.78. In der Grundmasse der meisten Varietäten liegen oft sehr zahlreich vertheilte Krystalle, von nadelförmiger oder dünn-säulenförmiger Gestalt, welche Streng ursprünglich als diallagartiges Mineral bezeichnete, später als thonerdehaltigen Schillerspath oder Bastit bestimmte. Das Mineral ist grünlichweiss, durchsichtig und besitzt eine Härte von 3—4; die Krystallform ist nicht zu ermitteln, es zeigt aber parallel einer Säulenfläche vollkommene Spaltbarkeit und erscheint in regelmässigen Zwillingsverwachsungen, welche unter einem Winkel von 60° sich kreuzen. Streng glaubt, dass dieses Mineral zu den wesentlichen Gemengtheilen des Melaphyr von Ilfeld gehöre und auch in der Grundmasse vorhanden sei; nebenbei kommt in dem östlichsten Theil der Melaphyrablagerung dunkelbrauner Rubellan in glas- und perlmutterglänzenden Krystallblättern als Einsprengling vor. Die ursprüngliche Durchschnittszusammensetzung der frischesten Varietäten bestimmte Streng zu: Kieselsäure 56.4; Thonerde 15.9; Eisenoxydul 8.4; Kalk 7.4; Magnesia 6.3; Kali 3.1; Natron 2.5 (100.0). Der beträchtliche Unterschied in der Zusammensetzung mit den »Melaphyrporphyren« von Ilfeld leuchtet ein, welche einen durchschnittlich um 5 pct. höhern Kieselsäuregehalt besitzen. Ihr Sauerstoffquotient ist im Mittel 0.35, der der Melaphyre 0.44. Vergleicht man die Durchschnittszusammensetzung der Ilfelder Melaphyre mit der von v. Richthofen aufgestellten Normalzusammensetzung der Melaphyre, so ergibt sich, dass die Unterschiede keineswegs bedeutend genug sind um eine Vereinigung mit den v. Richthofenschen Melaphyren auszuschliessen. Die Melaphyrmandelsteine von Ilfeld bestehen nach Streng aus einer braunen, homogen erscheinenden Grundmasse, welche dennoch die Härte 5—6 erreicht, fast immer Thongeruch zeigt und mit Mandeln erfüllt ist, die aus Delessit, Chalcedon und Kalkspath gebildet sind. Das diallagähnliche Mineral ist in den frischern Mandelsteinen noch zu erkennen. Sie können von den Melaphyren nicht getrennt werden, da sie auf das innigste mit ihnen zusammenhängen. Streng theilt sehr schätzenswerthe Betrachtungen und Untersuchungen

über die Zersetzungsprocesse mit, die in den Mandelsteinen gespielt haben.

Später sprach er aus, dass die Melaphyre des südlichen Harzrandes im wesentlichen wahrscheinlich aus einem feldspathartigen Bestandtheil von labradorartiger Zusammensetzung, aus Schillerspath und aus Magneteisen bestehen; dabei ergebe sich ein kleiner Ueberschuss an freier Kieselsäure (geliefert durch den Uebergang des Augit in Schillerspath), selbst dann, wenn man eine gewisse Orthoklasmenge den Labrador begleiten lässt. Letzteres würde übrigens zumal bei der Gegenwart von Augit eine Combination darstellen, zu welcher sich wohl kein einziges Analogon findet und es scheint viel natürlicher an die Stelle von Labrador und Orthoklas Oligoklas zu setzen. Girard, welchem wir ebenfalls eine sehr ausführliche petrographische Beschreibung des Ilfelder Melaphyr verdanken, beobachtete bisweilen kleine Augitkrystalle wahrscheinlich mit einer hypersthenartigen Spaltbarkeit in dem Melaphyr des Thales südlich vom Netzberg und demjenigen vom Gottesthal bei Wiegersdorf und betrachtet letztern als Gemenge eines feldspathigen Bestandtheils mit Augit, welcher indessen nur $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{6}$ der ganzen Masse betrage; ausserdem erwähnt er darin kleine undurchsichtige schwarze Körner, höchstens zu 2 pct. darin vorhanden, die er für Magneteisen oder Titaneisen erklärt; auf die Frage, ob der vorwaltende Feldspathgemengtheil Labrador oder Oligoklas sei, geht Girard nicht ein. Naumann bemerkt zu diesem Vorkommen des Augit, dass dasselbe in dem Ilfelder Melaphyr nur als ein seltenes und sehr untergeordnetes betrachtet werden dürfe, denn auch die Krystalle des bastitähnlichen Minerals könnten wohl nicht als weiland Augitkrystalle erachtet werden, wie Naumann überhaupt den Melaphyren nur einen sehr geringen Augit- und gar keinen Hornblendegehalt zugestehen will. Nichtsdestoweniger ist die Auffindung von leibhaftigem Augit in diesen Gesteinen von grossem Belang.

Nach diesen Forschungen hat G. Rose sich mit der Untersuchung des Ilfelder Melaphyr beschäftigt und dabei durch eigene mikroskopische Beobachtungen und Interpretation der Strengschen Analysen Resultate gewonnen, welche die Natur dieses Gesteins mit grosser Genauigkeit festzustellen scheinen. Er beschreibt die Melaphyre als eine feinkörnige fast dicht erscheinende Masse von (in den frischesten Abänderungen) schwarzer oder brauner Farbe,

zuweilen mit feinen 1 bis höchstens 3 Linien langen nadelförmigen Krystallen von grünlichweisser bis schwärzlichgrüner Farbe (dieselben welche auch Streng beobachtete), und ausserdem sehr kleinen lichten grünlichweissen Kryställchen einer andern Substanz. Die Grundmasse besteht höchst wahrscheinlich aus einem innigen krystallinischen Gemenge von Oligoklas (worauf auch der für ein Labradorgestein allzuhohe Kieselsäuregehalt verweist) mit Augit, etwas Magneteisenerz und Apatit. Streng analysirte später eine 1 Zoll lange und 7 Linien breite Verwachsung dreier Feldspathindividuen, welche ihm das Sauerstoffverhältniss 0.94 : 3 : 6.79 ergab, woraus er auf Labrador schliesst. Die feinen Krystallnadeln hält Rose wie Streng für Schillerspath und zwar hervorgegangen aus einer Umwandlung von Augit, womit auch die Beobachtungen von Girard und Bäntsch übereinstimmen; merkwürdiger Weise finden sich in dem schlesischen Melaphyr von Lähn genau dieselben nadelförmigen Krystalle, wie in diesem von Ilfeld. Welchem Mineral die lichten grünlichweissen Kryställchen, die Streng mit den vorigen vereinigt, angehören, vermochte Rose nicht zu bestimmen. Kleine Glimmerblättchen, die Rubellane Strengs, finden sich hier und da eingesprengt. Rose unterscheidet speciell in der Umgegend von Ilfeld folgende Varietäten des Melaphyr, hauptsächlich nach mikroskopischen Untersuchungen.

Schwarzer Melaphyr vom Rabenstein (nicht Rabenklippen nach Streng); die Grundmasse erscheint als eine Zusammenhäufung von lauter dicht gedrängten durchsichtigen prismatischen Krystallen, gemengt mit grössern schwärzlichgrünen Körnern und schwarzen Magneteisenkörnern, dazwischen liegen die grössern schon mit blossem Auge erkennbaren lichten Krystalle der unbekannten Substanz.

Schwarzer Melaphyr von Wiegersdorf; unter dem Mikroskop ist in der Grundmasse das Gewirre der prismatischen Krystalle undeutlicher als in der vorigen, darin liegen die schwärzlichgrünen Schillerspathnadeln und schwarze scharf begrenzte Magneteisenkörner, während die grössern lichten Krystalle fehlen.

Rother Melaphyr vom Birkenkopf; in der braunrothen Grundmasse liegen grüne nadelförmige Augitkrystalle; die wasserhellen prismatischen Krystalle der Grundmasse sind noch gut zu erkennen, die schwarzen Körner haben unbestimmt verlaufende Ränder bekommen und die Umgebung braunroth gefärbt.

Rose knüpft auch noch Beobachtungen an über die schlesischen Melaphyre von Löwenberg, Lähn und Landeshut; das mikroskopische Bild der Grundmasse ist mit dem der Ilfelder Melaphyre sehr übereinstimmend: man erkennt darin 1. wasserhelle prismatische Krystalle, die die grösste Masse ausmachen, 2. schwärzlichgrüne bis olivengrüne, mehr oder weniger durchsichtige Körner, 3. kleinere schwarze undurchsichtige Körner, 4. feine durchsichtige nadelartige Krystalle; die beiden letzterwähnten Gemengtheile sind offenbar Magneteisen und Apatit, womit der Phosphorsäuregehalt der Analysen übereinstimmt. Die den Hauptheil der Grundmasse bei den ilfelder und schlesischen Melaphyren bildenden wasserhellen prismatischen Krystalle sind es, welche Rose mit Rücksicht auf den verhältnissmässig hohen Kieselsäuregehalt der Gesteine, sich an v. Richthofen anschliessend für Oligoklas hält; die schwärzlich grünen Körner scheinen ihm mit Recht viel eher Augit als Hornblende zu sein. Der »schwarze Porphyr« Strengs von Elbingerode am Harz (N. Jahrb. f. Min. 1860. 385) darf wegen seines erwiesenen Labradorgehalts nicht mit den Melaphyren, sondern muss mit den Labradorporphyren vereinigt werden.

Die Melaphyre Südtyrols sind eingehend durch v. Richthofen beschrieben worden. Vorderhand muss es noch als fraglich bezeichnet werden, ob sie wirklich, wie dieser verdienstvolle Forscher annimmt, als wesentlichen Bestandtheil Hornblende führen; die von ihm als normaler Melaphyr bezeichnete Varietät enthält nur Oligoklaskrystalle ausgeschieden und die Hornblende wird nur als Gemengtheil der dunkelperlgrauen, rauchgrauen und schwärzlichgrauen Grundmasse vorausgesetzt, welche ebenso gut Augit enthalten kann; wo in den andern Varietäten neben dem Feldspath noch ein krystallisirtes Mineral porphyrartig aus der ebenfalls angeblich hornblendehaltigen Grundmasse ausgeschieden ist, da ist es in der That entweder nur Augit oder vorwaltender Augit und daneben undeutliche, sehr zurücktretende, aber erkennbare Hornblende. Wenn es demgemäss einerseits nicht rathsam erscheint, diese Gesteine als Hornblende-Oligoklasgemenge aufzufassen, so wird man sich andrerseits noch darüber zu entscheiden haben, ob für den Hornblendegehalt der Umstand bedeutendes Gewicht besitzt, dass, während die zersetzte Grundmasse des Augitporphyr die Farbe der zersetzten Augitkrystalle annimmt (weil der färbende Bestandtheil mit den

letztern identisch ist), diese Erscheinung bei dem Melaphyr nicht eintritt, sondern Grundmasse und Augitkrystalle andersgefärbte Zersetzungsproducte liefern. Diese Melaphyre sollen übrigens neben dem Oligoklas noch Labrador enthalten, ein Zusammenvorkommen, welches noch nicht durch eine Analyse bestätigt wurde, und hierdurch, sowie durch den Augitgehalt in Augitporphyr übergehen.

Die Melaphyrgesteine des Thüringerwaldes, über welche früher Credner werthvolle Mittheilungen gemacht hatte, bedürfen wohl noch einer genauern Abgrenzung, indem Senft in seiner ausgezeichneten Abhandlung über diese Gesteine (namentlich des nordwestlichen Endes), deren Eintheilung oben mitgetheilt wurde, den Begriff des Melaphyr weiter ausdehnt, als es gewöhnlich und auch hier geschieht. Seine Glimmermelaphyre scheint man mit den Glimmerporphyriten vereinigen zu müssen, die Hornblendemelaphyre gehören wohl zum grössten Theil zu den Hornblendeporphyriten. v. Fritsch hat namentlich die »Melaphyre« aus der Umgegend von Ilmenau im Thüringerwalde ausführlich beschrieben. Die sehr feinkörnige, dicht erscheinende Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop hauptsächlich als ein Aggregat von säulenförmigen hellen durchscheinenden Krystallen, welche er für einen sehr kalkreichen Oligoklas erachtet, da der Kieselsäuregehalt des ganzen Gesteins vom Schneidemüllerskopf (54 pct.) den des Labrador übersteigt, die andern Silicate desselben, basischer als der Feldspath, den Kieselsäuregehalt hinabdrücken müssten; das spec. Gewicht des Gesteins aber übersteige das des Labrador zu wenig, während durch die Anwesenheit der Nebengemengtheile das des Feldspathgemengtheils für das Gesammtgestein bedeutend erhöht werden muss. Die schwarzen undurchsichtigen Körnchen, welche das Mikroskop daneben zeigt, ist v. Fritsch geneigt für Hornblende zu halten. Ausgeschieden enthalten diese Gesteine den triklinischen Feldspath und in grosser Menge tafelartigen seltener kurz säulenförmigen schwarzbraunen Magnesiaglimmer, zuweilen in braunrothen Rubellan verwandelt; schwarze sechsseitige Säulchen sind wahrscheinlich Hornblende. In den eigentlichen Melaphyren ist indessen Glimmer sehr selten, welcher mit vollem Recht als Vertreter der Hornblende gilt, und wenn schon hiernach unbedenklich diese »Melaphyre« den Glimmerporphyriten (hornblendehaltigen) zugerechnet werden zu müssen scheinen, so wird dies noch mehr unterstützt, wenn v. Fritsch be-

merkt, dass Körner freier Kieselsäure, mit der Grundmasse sehr fest verwachsen, eine sehr häufige Erscheinung sind; die eigentlichen Melaphyre führen aber nie Quarz, der in den Porphyriten ein häufiger Gast ist. Wenn dem so ist, so müsste Analyse I und II zu den Porphyriten gestellt werden; eigenthümlich ist, dass v. Richthofen bei dem Gestein des Schneidemüllerskopfs des Glimmers kaum Erwähnung thut. Die »Melaphyrmandelsteine« (vielleicht auch die Delessitmelaphyre Senfts S. 47) dürften dagegen wohl ächte Melaphyre sein, da v. Fritsch erwähnt, dass diese sich nur selten an die glimmerhaltigen, fast immer an die glimmerfreien Gesteine anschliessen.

Die mit den ausgezeichnetsten Mandelsteinen in Verbindung stehenden »Melaphyre« von Oberstein, sowie überhaupt die verbreiteten und in manchen Varietäten recht deutlich krystallinischen »Melaphyre« südlich vom Hunsrück, deren Zusammensetzung namentlich Steininger, v. Dechen und Bergemann zu erforschen gesucht haben und deren geologische Verhältnisse wohlbekannt sind, verdienen wohl noch eingehender, namentlich mikroskopischer Untersuchungen, verbunden mit Analysen der ausgeschiedenen, möglichst frischen Feldspathe. Die kleinen durchscheinenden Feldspathkrystalle des Obersteiner Melaphyr hatte Delesse analysirt und als Labrador erklärt, ihr spec. Gewicht betrug indessen nur 2.642, auch befanden sie sich schon in etwas zersetztem Zustande, weshalb v. Richthofen mit Recht diese Analysen als nicht entscheidend betrachtete. Delesse hatte gefunden: Kieselsäure 53.89; Thonerde 27.66; Eisenoxydul 0.97; Kalk 8.28; Natron 4.92; Kali 1.28; Glühverlust 3.00 (100); wie oben erwähnt, führt er neben dem Feldspath Augit, keine Hornblende auf.

Die Kenntniss der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der andern, als Melaphyr angeführten Gesteine ist noch sehr wenig gefördert und nähere Untersuchungen müssen erst die Zusammengehörigkeit mit den vorher erwähnten Gesteinen darthun. Als solche Gesteine, welche man mit dem Namen Melaphyr zu bezeichnen pflegt, sind zu nennen:

Die Melaphyre des Kohlengebiets von Planitz und Vielau bei Zwickau.

Der Melaphyr von Gnettstadt am Steigerwald in Franken (durchbricht Keuper und Muschelkalk, ist vielleicht Basalt), ana-

lysirt von v. Bibra (Journ. f. prakt. Chemie XXVI. 1842. 29). In schwarzer Grundmasse viele Augitkrystalle, Kalkspath, »auch Hornblende kann mit freiem Auge wahrgenommen werden.«

Das Melaphyrlager im Johann-Friedrich- und Zabenstädter-Stollen, östlich vom Welbisholze im Mansfeldischen.

Die Melaphyrkuppen in der Umgebung von Darmstadt, in den Steinkauten bei Götzenhain, im Eichen bei Urberach.

Die Melaphyre des nordöstlichen Böhmens, namentlich im Jiciner Kreis (zwischen Roškopow und Levin-Oels, Kozakow unfern Eisenstadtl).

Die »Melaphyre« der Vogesen von Rimbach, am östlichen Fuss des Ballons von Guebwiller, von Bitschwiller, Horben, Puix u. s. w., von denen vielleicht gar nichts zum eigentlichen Melaphyr gehört, da ein grosser Theil dieser Gesteine als labradorführend erkannt ist (vgl. Labradorporphyr).

Die Melaphyre der Umgebungen von Christiania im südlichen Norwegen, welche sich von der Spitze des Vettakollen bis zu den Inseln des Bundefjord verfolgen lassen. Sollten diese Gesteine in der That, wie Kjerulfs Untersuchungen höchst wahrscheinlich machen, den Labrador als Feldspathgemengtheil führen, so würden sie von unserm Melaphyr abzutrennen und dem Labradorporphyr zuzuzählen sein.

Die Melaphyre Englands (Trapp, Greenrock, Toadstone); vielfach verbreitet in England, namentlich im Gebiete der Steinkohlenformation und des Rothliegenden sind Gesteine, welche sehr grosse Aehnlichkeit mit Melaphyren haben, über deren genauere mineralogische und chemische Zusammensetzung aber so gut wie gar nichts bekannt ist. Zum Theil werden sie mit dem allgemeinen, berüchtigten Namen Trapp bezeichnet, die Bergleute in Staffordshire nennen sie Greenrock, die zugehörigen Gesteine in Derbyshire heissen Toadstone, ein Name, der deutschen Bergmannssprache (Todtstein) entlehnt, ähnlich dem Todtliegenden, weil sie nicht wie die Kalksteine Bleierze führen. Derlei Melaphyrablagerungen kommen vor z. B. bei Tortworth in Gloucestershire, bei Wolverhampton in Staffordshire (Rowley-hills), in der Umgegend von Exeter, in Derbyshire vielverbreitet (z. B. in der Umgegend von Buxton, Matlock und Bakewell), in der Umgegend von Mullion, Endellion, Tintagell, St. Clether in Cornwall, bei Colzean-Castle in der schottischen Grafschaft Ayr,

in den Bergen Chair of Kildare und Grange-hill in Irland. Die Toadstones in Derbyshire sind meistens amygdaloidisch mit Kalkspathmandeln ausgebildet. Mikroskopische Untersuchungen eines sehr zersetzten Toadstone von Youlgrave in Derbyshire zeigten, dass der Hauptgemengtheil trübe milchweisse Nadeln und kurze dicke Säulchen darstellt, welche ohne Zweifel ehemals dem Feldspath angehört haben; ausserdem erschienen braune, unregelmässige Splitter, und durchscheinende schaalige Partieen von hufeisenförmiger Gestalt, welche aus hellgrünen auseinanderlaufend strahligen Krystallnadeln bestehen; die in den frischern Gesteinen noch halbwegs erkennbaren Augite sind vollständig verschwunden, doch geben von ihrer Anwesenheit wohlerhaltene, ihren Durchschnitt zeigende Ränder von Magneteisenkörnern Zeugniss, welche eine grauliche trübe Masse umschliessen.

Zu den Melaphyren pflegt man meistens die Spilite der französischen Geologen zu rechnen, über deren mineralogische Constitution ebenfalls nicht viel genaues vorliegt, welche aber in ihrem äussern Ansehen ähnlich sind. Élie de Beaumont erklärt den Spilit für eine blosse Modification des Melaphyr (Explic. de la carte géol. I. 369). Sie sind von grünlichgrauer, violetter oder schwarzer Farbe, und scheinen vorzugsweise als Mandelsteine ausgebildet zu sein. Zu den Spiliten gehören auch die sog. Variolites du Drac, welche man in Geschieben im ganzen Dracthal bis nach Grenoble aber auch anstehend an vielen Punkten der französischen Hochalpen und des Isère-Département findet; sie sind bald dicht, bald mandelsteinartig (durch Kalkspath-, Quarz-, Epidot-, Chlorit- und Grünerdemandeln), bald blasig, indem die Ausfüllung der Mandeln verschwunden ist; letztere Erscheinung zeigt sich nur auf der Oberfläche der Gesteine. In den Vogesen gewinnt der »Spilit« eine grosse Oberflächenausdehnung bei Servance, Fresse, Belonchamp, Émoulière. Gueymard hat solche Gesteine aus den westlichen Alpen chemisch untersucht, über welche auch Delesse Einiges mittheilt.

I. La Gardette bei Bourg d'Oisans, eisengrau, mit Kalkmandeln; mit Essigsäure 13.40 pct. Kalkspath ausziehbar; die Analyse gibt den durch Essigsäure unangegriffenen Rückstand.

II. Tour du Dormant bei Fréjus im Dép. des Var; schlackige Varietät, indem die Ausfüllung aus den Mandeln verschwunden ist.

III. Champ bei Vizille im Dép. der Isère, graublau mit

verschiedenartigen Mandeln; durch Essigsäure 5.375 pct. Kalkspath ausziehbar.

IV. Chapeau, in der Gemeinde Champoleon, Hochalpen; grün oder violett mit Kalkmandeln; enthält an Carbonaten 16.24 kohlens. Kalk und 0.41 kohlens. Magnesia.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	48.05	55.00	50.21	52.19
Thonerde	10.97	25.00	16.40	20.39
Eisenoxyd	22.51	12.00	11.63	5.64
Eisenoxydul	2.60	1.20	1.22	6.00
Manganoxydul . . .	—	—	—	0.39
Kalk	—	2.50	—	0.60
Magnesia	6.00	1.40	7.82	5.00
Kali	—	—	—	—
Natron	4.57	—	5.21	4.63
Wasser	5.30	3.00	6.45	5.14
	100.00	100.10	98.94	99.98

Aus den Analysen dieser Gesteine, über deren mineralogische Zusammensetzung Gueymard nichts mittheilt, ist nichts über die Zugehörigkeit der Spilite zu unsern Melaphyren zu ersehen. Auffallend ist das gänzliche Fehlen des Kali in allen diesen Analysen, II soll sogar gar keine Alkalien besitzen. Der Mangel an Kalk in I und III und die spärliche Menge in II und IV, die nicht weniger sonderbar sind, rühren vielleicht daher, dass alles oder fast alles Kalksilicat in Kalkcarbonat umgewandelt war, welches Gueymard mit Essigsäure extrahirt hat. Schwärzlicher Spilit von Chapeau, ostnordöstlich von Chatelard mit Eisenspathlamellen und Kalkspathmandeln enthielt nach Delesse 3.85 Wasser und 3.35 Kohlensäure; das spec. Gewicht war 2.730. Auch das von den Geologen Italiens als Gabbro rosso bezeichnete Gestein hat in manchen Varietäten ein den deutschen Melaphyren ähnliches Aussehen.

Der Allgovit Winklers, der dem Basalt als Anhang beigefügt ist, würde sich vielleicht den Melaphyren anreihen, wenn nicht seine Kieselsäuremenge eine sehr geringe wäre.

Im Allgemeinen kann man nach der Textur folgende Melaphyrvarietäten unterscheiden:

a) grobkörnige Melaphyre, wozu z. B. das Gestein vom Schaumberg bei Tholei gehört, oft dem Dolerit sehr ähnlich;

b) feinkörnige Melaphyre;

c) dichte und erdige Melaphyre, sehr häufig;

d) porphyrartige Melaphyre;

e) pechsteinartige, halbglasige Melaphyre (vgl. S. 53), z. B. das Gestein vom Weisselberge am südlichen Hunsrück;

f) mandelsteinartige Melaphyre, Melaphyrmandelsteine, sehr viel verbreitet;

g) Melaphyrwacke mit schwammiger, blasiger Masse von meist mürber Consistenz.

Es erübrigt noch, einiges auf die Melaphyrmandelsteine bezügliche hinzuzufügen. Ueber die allgemeinen Verhältnisse der Mandelbildungen war schon früher bei der Lehre von den Secretionen die Rede (I. S. 88). Die Grundmasse der Melaphyrmandelsteine ist gewöhnlich in einem mehr oder weniger zersetzten Zustande, meist grünlichschwarz, röthlichbraun oder bräunlichschwarz gefärbt, und umschliesst Mandeln in bald grösserer, bald geringerer Anzahl. Meistens nur die Grösse einer Erbse oder Bohne erreichend und aus Kalkspath, Braunspath, Grünerde oder Delessit, nur selten aus kieseligen Substanzen bestehend, besitzen sie in der Regel eine eiförmige oder langgestreckt ellipsoidische Gestalt; bei Cainsdorf unweit Zwickau erscheint auch weisses Steinmark, entweder allein oder von einer Delessithülle umgeben als Material kleinerer Mandeln (vgl. Fikenscher, Journ. f. pr. Chem. LXXXIX. 1863. 461). Die kieseligen Bildungen finden sich vorzugsweise nur in den grössern Mandeln oder Geoden, welche mitunter die Grösse eines Kopfs erreichen und nicht in allen Melaphyrmandelsteinen vorkommen. Durch Schönheit ihrer Ausbildung hervorragende Kieselmandeln liefern die Mandelsteine von Oberstein und Idar an der Nahe und von Montevideo in Uruguay.

Die Gestalten der grössern Mandeln sind sehr wechselnd, gewöhnlich ist ihre roh ellipsoidische Gestalt an einem Ende etwas zugespitzt und in einer Richtung bald mehr, bald minder plattgedrückt. Dass häufig Zwillings- und Drillingsmandeln erscheinen, darauf wurde schon früher aufmerksam gemacht (I. S. 90). Die Hohlräume in den Laven, denen die unausgefüllten Mandelsteine wahrscheinlich sehr ähnlich waren und denen die Melaphyrmandelsteine mit herausgewitterten Mandeln wiederum ganz ähnlich werden, zeigen ebenfalls dieselbe Regellosigkeit in der Gestaltung, wie sie

die Gase und Dämpfe, welche sich allerorten innerhalb der noch zähflüssigen Gesteinsmasse entwickelten, zur Folge haben mussten. In gewissen Fällen sind indessen die ursprünglichen Hohlräume auf herausgewitterte Krystalle oder Gesteinspartieen zurückzuführen und auch diesen ist natürlicherweise sehr verschiedene Form eigen. Dass die Mandelräume ursprünglich leer waren, und erst nach der Festwerdung des Gesteins ausgefüllt wurden, sowie dass die Ansicht Volgers, welcher gewisse Melaphyrmandelsteine als Conglomerate, die Mandeln für zum Theil pseudomorphosirte Geschiebe erklärte, keine Wahrscheinlichkeit für sich hat, dürfte wohl nur von Wenigen bezweifelt werden.

Während, wie erwähnt, die kleinern Mandeln gewöhnlich nur aus Kalkspath oder Delessit bestehen, sind die grössern Mandeln oft aus mehrern Mineralien zusammengesetzt; sind die Mandeln im Innern nicht vollständig ausgefüllt, so haben dort Krystallbildungen oft von grösster Schönheit stattgefunden. Meistens erscheint bei den grössern Mandeln eine Schicht oder Hülle von schmutzig dunkelgrünem Delessit, an der innersten Wand des ursprünglichen Hohlraums zunächst anliegend, als die äusserste erste Bildung, auf welche nach innen zu in den häufigsten Fällen eine Ablagerung von Chalcedon oder Achat folgt, zusammengesetzt aus feinen sich umhüllenden Schichten; selten wechseln diese Chalcedonschichten mit Lagen von körnigem Kalkspath oder Braunspath. Der innerste Theil der Mandeln wird vorwiegend von krystallinischem Quarz, von stengeligem und auskrystallisirtem Bergkrystall und Amethyst eingenommen, neben welchen sich auch manchmal Kalkspathkrystalle und Krystalle anderer Mineralien finden, z. B. Barytkreuzstein (sehr schön zu Oberstein), Datolith, Epidot, Prehnit, Nadeleisen (Göthit). Beim Bau des Enzweiler Tunnels bei Oberstein hat man auch Asphalt als innerste Ausfüllung auf Kalkspath sitzend beobachtet. Das seltene Vorkommen von Zeolithen ist ein wesentlicher und auffallender Unterschied der Melaphyrmandelsteine von den Basaltmandelsteinen.

Die Bildung dieser Mandelausfüllungen kann nur als auf wässerigem Wege von Statten gegangen gedacht werden. Mit Kohlensäure geschwängerte Wasser durchdrangen den Melaphyr und beluden sich, indem sie denselben theilweise zersetzten, mit mancherlei Stoffen, welche sie in den Hohlräumen abermals und zwar in der

Weise zum Absatz brachten, dass sie zuerst wohl an allen Punkten der gesammten Hohlraumsperipherie gleichmässig eindrangen, gewissermassen hineinschwitzten, während ihnen im spätern Verlauf der Ausfüllung, als sich schon innere Schichten angesetzt hatten, nur noch einzelne röhrenartige Canäle geöffnet waren, durch welche sie in das leere Innere zu dringen vermochten, und welche man an vielen angeschliffenen Mandeln noch deutlich erkennen kann, die sog. Infiltrationscanäle oder Einspritzlöcher. Nach dem Delessit, welcher ebenfalls ein Zersetzungsproduct, wahrscheinlich vorwiegend augitischer Bestandtheile ist, hat hauptsächlich die Einführung gallertartiger Kieselsäure stattgefunden, welche aus der Zersetzung der Silicate des Melaphyr hervorgegangen war, später bildete krystallinische Kieselsäure den Quarz und Amethyst, aus dem aufgelösten Kalkcarbonat setzten sich die Kalkspathkrystalle ab. Aus der Vereinigung der aufgelösten Basen mit der Kieselsäure ging alsdann die Bildung der Silicate hervor. In manchen Fällen mögen auch die in den Melaphyr eindringenden Gewässer bereits mit solchen Stoffen beladen gewesen sein, welche den Absatz der Mandelsteinmineralien zur Folge hatten. Nöggerath, Bischof, Kenngott sind es namentlich, welche sowohl über die Configuration und Structur der Mandeln als über die Bildung des ursprünglichen Hohlraums und die Vorgänge bei seiner Ausfüllung schätzenswerthe Untersuchungen angestellt haben.

Sind die ursprünglichen Hohlräume nicht ausgefüllt worden, oder ist die Ausfüllung derselben im Laufe der Zeit wiederum weggeführt worden, wie es z. B. bei den aus Kalkspath bestehenden Mandeln durch kohlensaure Gewässer leicht geschehen konnte, so erscheinen durchlöcherte schwammige Gesteine, welche die grösste Aehnlichkeit mit Laven darbieten. An solchen blasigen Melaphyren von Oberstein erkennt man ganz deutlich, wie die Innenwand des Hohlraums vollständig verschlackt ist. Auch Macculloch erwähnt, dass auf Little Cumbray, einer der westlichen Inseln bei Arran, die Hohlräume des Mandelsteins nach dem Herauswittern des infiltrirten Braunspaths mit dem für die Blasen der schlackigen Laven so charakteristischen glasartigen Firniss bedeckt sind (Descr. of the western islands II. 487).

Uebergänge des Melaphyr werden angeführt in Augitporphyr, Hypersthenit und Dolerit; der letztere besitzt nur sehr geringe

Wahrscheinlichkeit, da Dolerit und Melaphyr Gesteine sehr ungleichen Alters sind und leicht eine Verwechslung stattfinden konnte.

Die Melaphyre sind durchschnittlich massige, ungeschichtete Gesteine, aber sie treten nicht selten in Lagern auf, welche in mächtige Platten und Bänke abgesondert sind und so das Ansehen einer geschichteten Masse besitzen; in manchen Fällen mögen indessen auch hier deckenartige Uebereinanderlagerungen des eruptiven Melaphyrmaterials vorliegen. Am Netzberg bei Ilfeld am Harz, bei Tholei am Hunsrück erscheinen solche Melaphyrbänke und auch dünnere Melaphyrplatten in grosser Regelmässigkeit und Ausdehnung. Unregelmässig polyedrische Absonderung ist in allen Melaphyrgebieten sehr verbreitet, prismatisch-säulenförmige Absonderung erscheint z. B. bei Cainsdorf unweit Zwickau, bei Desdorf am Hunsrück, wo die 1—3 Fuss dicken Säulen transversal gegliedert sind, bei Dunbar in Schottland, ohne dass jedoch diese Melaphyrsäulen jemals die Regelmässigkeit der Basaltsäulen darbieten. Kugelige Absonderungen mit concentrisch-schaaliger Zusammensetzung sind hier und da mit den bankförmigen und säulenförmigen verbunden; so lösen sich die Melaphyrsäulen von Dunbar, die Melaphyrbänke von Mehlis im Thüringerwald und von Tholei zu Kugeln auf; wie immer, so treten auch hier die Kugeln und ihre schaalige Textur vorzugsweise bei der Verwitterung des Gesteins hervor.

Die Lagerungsformen, in welchen die Melaphyre erscheinen, sind Gänge, Lager, Decken, Stöcke und Kuppen, oft von colossalen Dimensionen, vielfach begleitet von Melaphyrconglomeraten und Melaphyrtuffen. Die Melaphyre scheinen sämmtlich jüngerer Entstehung zu sein, als die Steinkohlenformation, die meisten fallen ihrer Bildung nach in die Dyasformation, einige dürften noch jüngern Alters sein.

In Gebieten, welche älter sind als die Steinkohlenformation, finden sich Melaphyrgesteine nur selten. Die Melaphyre in den Umgebungen von Christiania, wenn solche in der That Melaphyre sind, treten im Bereich der Silurformation auf. In das Gebiet der Steinkohlenformation (oder des untern Rothliegenden) fallen die nach ihren Lagerungsverhältnissen besser als nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung bekannten Melaphyre des südlichen Hunsrück und der Pfalz. Dieses mächtige Melaphyrgebiet zieht sich von Düppenweiler bis nach Kreuznach in einer Längenausdehnung von 12 Meilen

mit einer zwischen St. Wendel, Birkenfeld, Kirn und Grumbach mehrere Meilen erreichenden Breite. Stockartige Durchbrüche kennt man nur in sehr geringer Zahl, dagegen sind ausgezeichnete Gänge manchfach nachgewiesen, welche eine Mächtigkeit von 4—60 Fuss und meist steiles Einfallen besitzen, dabei die Schichten der Steinkohlenformation scharf durchschneiden und oft auf beträchtliche Entfernung hin fortstreichen. Derlei Gänge finden sich z. B. bei dem Nauweiler Hofe südlich von Sulzbach (24 Fuss mächtig), zwischen Theley und Sellbach, bei Krebsweiler (2—3 Fuss mächtig), bei Kusel (mehrere Lachter mächtig) nach Warmholtz, bei Meisenheim nach Steininger. Manchmal umschliessen die Gangmasssen Fragmente des Nebengesteins, Schieferthon oder Sandstein (z. B. bei Dachstuhl unfern Wadern in der Pfalz nach Warmholtz). Am häufigsten aber in diesem Gebiet stellen sich die Melaphyre in Form von Lagern dar, welche von sehr wechselnden Dimensionen, oft nur 5 – 10 Fuss, bisweilen bis 200 Fuss mächtig, meistens zwischen den Schichten des Steinkohlengebirges gleichmässig eingeschaltet liegen; von ihnen sind einige auf ungefähr zwei Meilen Erstreckung bekannt. Auch eine sehr weit, über viele Quadratmeilen ausgedehnte Melaphyrdecke bietet sich in diesem Bereiche dar, welche auf den obersten Schichten der Steinkohlenformation gleichmässig aufgelagert ist, und auf welcher Conglomerate, Sandsteine und Schieferthone des Rothliegenden aufruhen; namentlich an den Rändern begleiten Melaphyrtuffe diese grosse deckenartige Melaphyrausbreitung, welche vielorts als Melaphyrmandelstein ausgebildet ist. v. Dechens schätzenswerthe Beobachtungen über diese verschiedenen Lagerungsformen finden sich als Mittheilung in Bischofs Geologie 1. Aufl. II. 769. Eigentliche verändernde Einwirkungen dieser Melaphyre auf das Nebengestein sind nur in spärlicher Anzahl wahrgenommen worden. Es wird u. A. angeführt, dass auf der pfälzischen Steinkohlengrube Rothhell in der Nähe des Nauweiler Hofes ein Kohlenflötz, über welches sich eine Melaphyrmasse ausbreitet, eine anthracitähnliche Beschaffenheit angenommen habe und säulenförmig zerklüftet erscheine, dass zwischen Thelei und Sellbach der gewöhnliche Steinkohlensandstein in eine kieselschiefer- oder basaltjaspisartige Masse umgewandelt worden sei. An vielen andern Punkten ist indessen gar keine Metamorphose im Contact von Melaphyr und Gliedern des Kohlengebirges zu beobachten.

Von den Melaphyrablagerungen Englands finden sich gleichfalls mehrere im Gebiete der Steinkohlenformation, z. B. die Lager der Umgegend von Wolverhampton in Staffordshire; die Toadstonelager im Kohlenkalk von Derbyshire bilden mehr oder weniger mächtige Lager und durch sie wird derselbe gewissermaassen in mehrere Etagen abgetheilt. Diese Einlagerungen, welche grösstentheils intrusive Bildungen zu sein scheinen, zeigen nicht selten eine Absonderung in Säulen, welche rechtwinkelig gegen die Begrenzungsfläche der einschliessenden Schichten stehen; die grosse Melaphyreinlagerung zwischen den Rowley-hills und Errington-Brickyard in Staffordshire sendet viele Gänge aus, welche sich seitlich verzweigen (vgl. auch J. B. Jukes, Geology of the South-Staffordshire-coal-field). Zahlreiche Vercoakungen der Steinkohlen (blacked coal der Bergleute) durch Grünsteine sind in dem Süd-Staffordshire-Kohlenfeld bekannt.

Im Gebiete des Rothliegenden sind Melaphyre sehr häufig. Nach Naumann muss die Melaphyrbildung von Ilfeld am Harz als eine mächtige, dem Rothliegenden eingelagerte Decke betrachtet werden, welche jedoch stellenweise unmittelbar das Steinkohlengebirge bedeckt, indem sie über die untern Etagen des Rothliegenden hinausgreift; er erwähnt im Tyrathal eine Melaphyrmasse, welche an der Grenze der Grauwacke und des Rothliegenden hinaufsteigt, weiterhin aber letzteres überlagert; gangartige Gebirgsglieder sind nur spärlich nachzuweisen, wie z. B. in der Nähe des Rabensteins und vielleicht auch des Brinkenkopfs. Der Melaphyrmandelstein von Planitz bei Zwickau in Sachsen bildet ebenfalls eine, dem Rothliegenden oberhalb dessen unterer Etage regelmässig eingeschaltete Decke. Am westlichen Abhang des Oberhohndorfer Berges bei Zwickau zeigt der zahlreiche Grünerde- und Kalkspathmandeln enthaltende Melaphyr interessante Verflechtungen mit dem braunrothen Schieferletten des Rothliegenden, welcher in unregelmässigen Klumpen und Flatschen in die Melaphyrmasse gewissermaassen eingeknetet ist. Das melaphyrartige Gestein im Johann-Friedrich- und Zabenstädter-Stollen östlich vom Welbisholz im Mansfeldischen (vgl. S. 65) ist der obern Abtheilung des Rothliegenden gleichförmig eingelagert. G. Leonhard erwähnt, dass im Rothliegenden der Umgebungen von Darmstadt, in den Steinkauten bei Götzenhain, im Eichen bei Urberach der Melaphyr deutliche Durchbrüche von an-

sehnlicher Mächtigkeit in Form von Kuppen bildet, welche im Centrum aus festem Melaphyr, nach ihren Begrenzungsflächen zu aus mandelsteinartigen Gesteinen bestehen und stellenweise platten- sowie säulenförmige Absonderung zeigen (Geognosie und Geologie 1863. 406).

In Schlesien erscheinen die Melaphyre an zwei Stellen, in der Gegend zwischen Löwenberg und Lähn, wo sie nach der Untersuchung von Beyrich in mehrern von NW. nach SO. streichenden Zügen auftreten, die das Rothliegende durchsetzen, und in noch ausgedehnterm Maasse am Rande des grossen nach SO. sich öffnenden Busens der Grauwacke bei Landeshut, in welchem sich die Steinkohlenformation und das Rothliegende abgelagert haben und in welchem sie nach Zobel und von Carnall einen fortlaufenden, wenn auch mehrfach unterbrochenen Zug von Schatzlar über Gottesberg, Waldenburg bis nach Neurode bilden. Im nordöstlichen Böhmen finden sich nach Emil Porth und Jokély Melaphyre als zahlreiche zum Theil sehr mächtige Lager im Rothliegenden; Jokély beschreibt im Jiciner Kreis fünf Melaphyrdecken in den verschiedenen Etagen des Rothliegenden, welche ausserordentlich deutlich wahrnehmbare Lagerungsverhältnisse darbieten: sie erweisen sich grösstentheils als wahre, lavaartig geflossene Melaphyrströme und stehen mit unzweifelhaften gangartigen Durchbrüchen in ersichtlicher Beziehung (z. B. an dem Eisenbahndurchschnitt zwischen Roskopow und Levin-Oels). Durchbrüche jüngerer Melaphyre durch ältere sind z. B. am Wachberg bei Rownacaw zu beobachten. Je seltener solche deutlich aufgeschlossene Lagerungsverhältnisse sind, desto grösseres Gewicht kommt ihnen zu. Nach Porth ist die Umgebung der Melaphyrgänge häufig auf weite Entfernungen hin ein Melaphyr-Aschen- und -Schlackenfeld; in diesen fast pulverigen Aschen stecken einzelne rundliche Knollen von schlackiger und feinporöser Substanz, in der deutlich Feldspathe zu erkennen sind, ausserdem finden sich in den Aschen auch Sandsteinstücke an den Rändern angeschmolzen und stellenweise auch solche von krystallinischen Schiefern und Graniten; der ausgezeichnetste Punkt dieser Art ist die Gegend zwischen Studenetz und Rostok. Auch Dionys Stur fand im Wassergebiet der Waag und Neutra in Ungarn regelmässige und wiederholte Einlagerungen von Melaphyr und Melaphyrmandelstein in den rothen Sandsteinen des Rothliegenden.

Von den zu den Melaphyren gerechneten Gesteinen Englands, welche im Gebiete des Rothliegenden auftreten, sind zu erwähnen die Einlagerungen in den Sandsteinen von Exeter und diejenigen von Tortworth in Gloucestershire, welche nach Conybeare und Buckland mit gangförmigen Durchbrüchen in deutlichem Zusammenhang stehen. Die »Melaphyre« der Vogesen, welche möglicherweise sämmtlich Labradorporphyre sind, scheinen ihrer Bildungszeit nach zwischen die Periode des Rothliegenden und des Vogesensandsteins zu fallen. Jünger noch sind die Melaphyre von Südtyrol, wo bei Predazzo der Melaphyr eine einzige grosse, deckenförmig ausgebreitete Masse bildet, welche ein früher entstandenes plateauförmiges Massiv von Syenit, Granit und Augitporphyr bedeckt; gewöhnlich tritt der Melaphyr in Form von wenig mächtigen Gängen auf, von denen eine Unzahl sich in den Gebirgen von Travignolo und Moëna findet; am reichsten an Melaphyrgängen sind die Kalke der obern Trias, welche auch vielfach bald in geringem Abstand, bald auf beträchtliche Entfernung hin krystallinisch geworden sind. De Verneuil erwähnt Melaphyre in der Krim, deren Durchbruch zwischen die Jura- und Kreideformation fallen soll, deren Melaphyrnatur aber noch sehr zweifelhaft sein dürfte.

Dass für sehr viele der als Melaphyre aufgeführten Gesteine noch eine genaue mineralogische und chemische Untersuchung darüber entscheiden muss, ob sie in der That hierher zu rechnen sind, darauf wurde schon oben hingewiesen.

Was die Altersbeziehungen zwischen Melaphyren und Felsitporphyren, sowie Porphyriten anbelangt, so scheinen die letztern Porphyrgesteine meistens die ältern, die Melaphyre die jüngern zu sein. Im nordöstlichen Böhmen, im Thüringerwald, in den Umgebungen von Predazzo weisen die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse auf ein solches Verhältniss hin.

Faujas de St. Fond, Ann. des mines XIX. u. Leonhards Taschenb. f. Mineral. 1816. 443.

Leopold v. Buch, M. des Thüringerw., Leonhards Taschenb. f. Min. 1824. 442 u. 478.

Steininger, Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der Saar und dem Rhein 1840. 99 ff. und Nachträge zu dieser Schrift 1841. 21 ff.

Warmholtz, M. der Nahe und der Saar, Karstens Archiv X. 1837. 325.

Bergemann, M. des südlichen Hunsrück; Karstens und v. Dechens Archiv f. Min. u. s. w. XXI. 1847. 1.
Delesse, Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges, Besançon 1847. 22. Ann. des mines (4) XII. 223 und XVI. 1849. 511. (M. von Oberstein.)
E. Söchting, Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch. 1854. 199 und Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1857. 427.
F. v. Richthofen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1856. 589; Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. Wiss. XXVII. 1857. 293. Bemerkungen über die Trennung von Melaphyr und Augitporphyr, Wien 1859. Geognostische Beschreib. von Südtyrol 1860. 161.
Girard, M. v. Ilfeld, N. Jahrb. f. Min. 1858. 173.
Streng, ebendar., Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 99; XI. 1859. 78; XIII. 1861. 64.
Bäntsch, ebendar., Abhandl. d. naturf. Ges. zu Halle 1858.
G. Rose, ebendar., Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 280.
Naumann, N. Jahrb. f Min. 1858. 808. 1860. 1.
Gumprecht, M. des Thüringerw., N. Jahrb. f. Min. 1842. 829.
Credner, ebendar., N. Jahrb. f. Min. 1843. 279 und 1846. 142 (M. v. Ilmenau).
v. Cotta, ebendar., N. Jahrb. f. Min. 1845. 75.
Senft, M. d. Thüringerw., Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 315.
v. Fritsch, M. der Umgegend von Ilmenau, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XII. 1860. 124.
M. vom Welbisholz im Mansfeldischen, Karsten, Archiv IX. 327.
Zobel u. v. Carnall, schlesische M., Karstens Archiv f. Min. 1831. III. 284.
Jenzsch, M. vom Hockenberg in Schlesien, Pogg. Ann. XCV. 1855. 420.
Krug v. Nidda, Zinkgehalt der M., Zeitschr. d. d. geol. Ges. II. 208.
F. Römer, M. v. Liebenau, N. Jahrb. f. Min. 1858. 554.
Porth, M. des nordöstlichen Böhmens, Jahrb. d. geol. R.anst. VIII. 1857. 706. IX. 1858. 45.
Stur, M. der kleinen Karpathen, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. XI. 1860. 139.
vom Rath, M. vom Monte Mulatto bei Predazzo, Verh. d. naturh. Ver. d. Rheinpr. und Westph. XX. 27.
de Lapparent, M. Südtyrols, Ann. des mines (6) VI. 1864. 271. 281.
Buckland u. Conybeare, M. v. Tortworth, Transact. of the geol. soc. (2) I. 248 u. 332.
Zirkel, Toadstone von Derbyshire, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. XLVII. 1863. 251.
Th. Kjerulf, das Christiania-Silurbecken. 20. 28 f.
Nöggerath, Mandelbildung in den Melaphyren, Haidingers naturw. Abhandlungen III. 1. Abth. 93. 2. Abth. 147.
Kenngott, ebendar., Haidingers naturw. Abh. IV. 2. Abth. 71.
Gueymard, Spilite der westl. Alpen. Ann. des mines (4) 1850. XVIII. 41.

Delesse, ebendar., Ann. des mines (5) 1857. XII. 457.
Coquand, Spilite, Bull. de la soc. géol. (2) II. 1845. 35 u. (2) VI. 1849. 296.

Uralitporphyr.

Zu den porphyrartig ausgebildeten Oligoklasgesteinen gehört auch wenigstens ein Theil der Uralitporphyre G. Rose's, welche in einer dichten grünlichgrauen bis schwärzlichgrünen Grundmasse grünlich- oder bräunlichschwarze Krystalle von Uralit enthalten. Die Uralitkrystalle besitzen die äussere Form des Augit, aber die Structur und Spaltbarkeit (nach dem Winkel von 124° 30′) der Hornblende (vgl. I. S. 40) und scheinen eine durch eine innere Umkrystallisirung erfolgte Pseudomorphose oder vielmehr Paramorphose von Hornblende nach Augit zu sein; bisweilen findet man noch einen Kern von reinem, lichterm, grasgrünem Augit, während die äussere Masse Uralit ist. Dafür, dass wenigstens ein Theil der Uralitporphyre zu den Oligoklasgesteinen zu rechnen sei, liefert die Untersuchung von Francis einen Beweis, welcher einen der zuweilen 1½ Zoll langen Feldspathkrystalle aus dem Uralitporphyr von Ajatskaja bei Katharinenburg im Ural als Oligoklas befand (Kieselsäure 61.06; Thonerde 19.68; Eisenoxyd 4.11; Kalk 2.16; Magnesia 1.05; Natron 7.55; Kali 3.91 mit dem Sauerstoffverhältniss 1 : 2.98 : 8.81, vgl. Poggend. Annal. LII. 1841. 470). Derlei Gesteine müssen natürlicherweise dem Porphyrit und Melaphyr angereiht werden; höchst wahrscheinlich gibt es indessen auch Labrador-Uralitgesteine, welche bei dem Labradorporphyr oder dem diabasischen Augitporphyr eine passende Stelle finden. Eine Bauschanalyse des Uralitporphyr liegt zur Zeit nicht vor.

Die Uralitporphyre sind namentlich im Ural in den Umgebungen von Katharinenburg und Miask verbreitet; zu den ausgezeichnetsten Abänderungen gehören die von der Goldwäsche Cavellinskj bei Miask (spec. Gew. 3.030) und von dem Dorfe Mostowaja bei Katharinenburg (spec. Gew. 2.993); sehr ähnlich ist der Uralitporphyr vom See Baltym, 35 Werst von Katharinenburg.

In den »grünen Schiefern« des Ural kommen auch Uralitkrystalle vor, bisweilen so wenig scharf begrenzt, dass sie nur wie dunkle Flecken auf dem lichtgrünlichgrauen Grunde erscheinen; ein Theil derselben gehört vielleicht hierher.

G. Rose. Reise nach dem Ural II. 370. 544.

Der Feldspath der »grünen Schiefer« von Oberhalbstein in der östlichen Schweiz ist auch Oligoklas (Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 254. X. 207).

Hier würden auch diejenigen (vermuthlich spärlichen) sog. Augitporphyre anzureihen sein, deren Feldspath sich als Oligoklas erweisen würde.

Labradorgesteine.

Dazu gehören:

Labrador-Augitgesteine: in krystallinisch-körniger Ausbildung Diabas, in porphyrischer und kryptokrystallinischer Ausbildung Labradorporphyr, Augitporphyr (z. grösst. Th.), Diabasaphanit, Diabasschiefer, Variolit.

Labrador-Diallaggestein, Gabbro.

Labrador-Hypersthengestein, Hypersthenit.

Diabas.

(Grünstein z. Th., Aphanit z. Th., Diorit älterer Autoren, Hyperit z. Th., Trapp z. Th.)

Der Diabas ist ein krystallinisch-körniges, bald grobes, bald feines Gemenge aus Labrador und Augit, wozu Chlorit tritt. Er steht mit einer grossen Menge von porphyrischen und kryptokrystallinisch-dichten Ausbildungsformen derselben Mineralcombination in Verbindung. Alle diese Gesteine zeichnen sich durch den gänzlichen Mangel an Quarz aus, welcher nie, weder als ein wesentlicher noch als ein zufälliger Bestandtheil sich in dem Gemenge einstellt, sondern nur — und zwar sehr selten — in zersetzten Varietäten in Form von Trümern und Nestern erscheint. Auch das gänzliche Fehlen, oder wenigstens ungemein vereinzelte Auftreten des Glimmers ist für die Diabase charakteristisch: Augit und Quarz, sowie Augit und Glimmer finden sich überhaupt in den Gesteinen so sehr selten beisammen. Nebenbei ist der vielfach eingetretene Zustand der Zersetzung, welcher sich durch Brausen mit Säuren verräth, bei den feinkörnigen und kryptokrystallinischen Labrador-Augitgesteinen, deren Erkennung besondere Schwierigkeiten bereitet, vielleicht allgemeiner verbreitet, als bei andern ähnlichen Gesteinen, womit auch das häufige Auftreten des kohlensauren Kalks

in Zusammenhang steht, welcher entweder als unsichtbarer Gemengtheil oder in Form von Körnern und Kügelchen in der Grundmasse vertheilt ist.

Der Name Diabas wurde ursprünglich von Alexander Brongniart für diejenigen Gesteine aufgestellt, welche man später als Diorite bezeichnete. Hausmann griff diesen dadurch bedeutungslos gewordenen Namen auf und legte ihn den Gesteinen bei, welche man jetzt darunter versteht; seitdem Naumann sich dem angeschlossen hat, wurde er für dieselben der allgemein übliche. Man betonte bei dem Diabas namentlich den Augitgehalt im Gegensatz zu dem Hornblendegestein Diorit und liess allgemein in dem Diabas den Augit mit einem triklinischen Feldspath verbunden sein. Die Zusammensetzung der leider nur in geringer Anzahl analysirten Diabase und ihrer Feldspathe hat aber ergeben, dass in weitaus den meisten Fällen der darin den Augit begleitende Feldspath Labrador ist und bei einer auf die Natur der Feldspathe gegründeten Classification der Gesteine wird man den Labrador als den alleinig charakterisirenden Feldspath festhalten müssen, wie dies auch von Roth in seinen trefflichen Bemerkungen zu den Gesteinsanalysen geschehen ist; die Grenzen des bisherigen Diabas brauchen daher kaum eine Veränderung zu erleiden (vgl. I. S. 444). Sollten sich unter den zur Zeit Diabas genannten Gesteinen Oligoklas-Augitgemenge finden, so würden diese der vorhin behandelten Abtheilung zuzuweisen sein. Es ist kaum zu vermuthen, dass aus den bisher zum hornblendehaltigen Diorit gezählten Gesteinen der Diabas einen Zuwachs erhalten wird, da Labrador und Hornblende nach unsern jetzigen Kenntnissen nur sehr selten neben einander vorzukommen scheinen. Sollten derlei Glieder genauer bekannt werden, so wäre für dieselben ein neuer Gesteinsname zu schaffen.

Der Labrador bildet krystallinische tafelförmige Partieen von deutlicher Spaltbarkeit und weisser, graulichweisser oder grünlichweisser Farbe; sind die Krystalle noch frisch, so gelingt es oft die charakteristische Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltungsflächen wahrzunehmen. Der Augit, welcher meist quantitativ gegen den feldspathigen Gemengtheil zurückzustehen scheint, ist körnig, kurz- und dicksäulenförmig oder langnadelförmig von grünlicher, bräunlicher oder schwärzlicher Farbe. Naumann bemerkt, dass oft die orthodiagonalen Spaltungsflächen (Querflächen), besonders deut-

lich hervortreten, und so die Augite ein hypersthenähnliches Aussehen gewinnen, während jedoch der eigentliche Hypersthen nur äusserst selten vorkommt. Der Chlorit ist nur selten in Form von schuppigen Blättchen oder erdigen Partieen von graulich- oder bläulichgrüner Farbe zu erkennen, meistens durchdringt er als feine erdige Theilchen in gleichmässiger Menge das Gestein, wie es scheint um so reichlicher, je feinkörniger der Diabas ist. Die vorherrschende grüne Farbe der feinkörnigen (auch der kryptokrystallinischen) Diabase wird durch diese Imprägnation mit Chlorit hervorgebracht; behandelt man das Gestein mit Salzsäure, so wird es zusehends bleicher. In den körnigen Diabasen ist der Chlorit der am meisten zurücktretende Gemengtheil. Dieser chloritische Bestandtheil ist wahrscheinlich als ein Umwandlungsproduct zu betrachten.

In den körnigen Diabasen ist kohlensaurer Kalk im Ganzen keine häufige Beimengung; wohl niemals erscheint er in Form von Körnern, höchstens nur als feine Theilchen, deren Gegenwart sich blos durch das Brausen des Gesteins mit Säuren kund gibt. Die körnigen Diabase sind meistens von der Verwitterung wenig angegriffen, in bedeutend minderm Maasse, als dies bei der kryptokrystallinischen Ausbildungsweise der Fall ist; sie sind grösstentheils feste und zähe, schwer zersprengbare Gesteine. Die feinkörnigen sind oft nur ungemein schwer von feinkörnigen Dioriten zu unterscheiden (vergl. über einige Anhaltspunkte bei derlei Untersuchungen S. 7).

An accessorischen Gemengtheilen sind die Diabase arm. Man kennt in dem körnigen Diabas: Eisenkies in kleinen Hexaedern und Körnern in den thüringer und den nassauischen Diabasen; Magnetkies; seltener erscheinen Magneteisenerz und Kupferkies; Epidot (Rotherstein am Harz, Munkedam in Norwegen). Erwähnt wurde schon, dass Quarz sich nicht in Körnern als accessorischer Gemengtheil sondern nur in Form von Nestern oder Trümern in dem Diabas findet; andere in ähnlicher Form auftretende Bestandmassen von ebenfalls secundärer Entstehung sind Katzenauge, Asbest, Strahlstein, Kalkspath, Braunspath, Axinit, Epidot.

Gewinnt das Gefüge des Diabas immer grössere Feinkörnigkeit, so wird dieser zuletzt zum kryptokrystallinischen scheinbar dichten Diabas, dem sog. Aphanit. Uebergänge in porphyrische Gesteine, sei es Labradorporphyr oder Augitporphyr, werden da-

durch vermittelt, dass sich einzelne grössere Krystalle erhalten, während die andere Masse sehr feinkörnig oder kryptokrystallinisch wird. Auch Uebergänge in Diabasschiefer sind bekannt, wie überhaupt die Diabase mit den meisten der zunächst folgenden Gesteine in enger räumlicher Beziehung stehen. Auch hat man Uebergänge in Serpentin nachgewiesen, welches Gestein sich in vielen Fällen geradezu als ein umgewandelter Diabas erweist (vgl. I. S. 325).

An Analysen von unzweifelhaften Diabasen ist grosser Mangel; die einzigen, welche mit Sicherheit hierher gerechnet werden können, sind diejenigen Kjerulf's und Streng's, welche sich auf skandinavische Gesteine beziehen. Von ächten deutschen Diabasen ist noch keine Untersuchung angestellt worden.

I. Grosskörniger Diabas, Gang im Schiefer zwischen Kastellet und Montebello bei Christiania. Kjerulf, Christiania - Silurbecken 1855. 26.

II. Körniger Diabas, grau und grün gesprenkelt, Gang im Schiefer bei Munkedam in der Umgegend von Christiania, enthält bisweilen Epidot, Kalkspath und einen rothen Feldspath. Kjerulf ebendas. 27.

III. Krystallinisch-körniger Diabas mit weissem glasglänzendem Labrador, grünschwarzem Augit und Magneteisen, sog. Trapp vom Hunneberg bei Wenersborg in Westgothland, Schweden. Streng, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1857. 174.

IV. Diabas, etwas feinkörniger als III, von der Kinnekulle in Westgothland. Streng ebendas. 175.

Zweifelhafte Diabase sind:

V. Gang von dunkelgrünem körnigem »Grünstein« in glimmerreichen Silurschiefern von Annalong, Grafschaft Down in Nordost-Irland; kein Augit sichtbar, aber klinoklastische Feldspathe. Delesse, Annales des mines (5) XIII. 1858. 374.

VI. Gestein von der Ebersteinburg bei Baden, eine schwärzlich grüne, fast dichte Grundmasse, porphyrartig durch klinoklastische Feldspathe (sollen Oligoklase sein). Salzsäure bewirkt Brausen und löst die chloritartige färbende Substanz, greift aber Feldspath und Augit kaum an; wenig Eisenkies. Hofmann, geologische Beschreibung der Gegend von Baden. Carlsruhe 1861. 50.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	50.14	48.86	50.58	50.22	45.30	53.65
Thonerde	16.43	16.00	14.58	14.97	20.50	16.44
Eisenoxyd . . .	—	—	—	—	10.00	—
Eisenoxydul . . .	12.79	13.95	14.70	15.76	—	7.37
Manganoxydul . .	—	—	0.04	1.13	—	0.12
Kalk	6.49	5.92	10.89	10.48	8.80	4.78
Magnesia	4.36	3.71	6.88	5.76	6.02	5.99
Kali	1.54	1.12	0.79	1.42	1.08	3.70
Natron	4.56	3.87	2.85	2.20		6.13
Wasser	2.40	3.89	1.40	0.70	1.55	2.50
Kohlensäure . . .	0.36	—	—	—	6.75	0.57
	99.07	97.32	102.71	102.64	100.00	101.25

Da der Labrador höchstens 53 - 54 pct. Kieselsäure besitzt, der Kieselsäuregehalt des Augit 52 pct. nicht zu übersteigen scheint, und der Chlorit nur 30—33 pct. Kieselsäure enthält, so wird die Kieselsäuremenge des Diabas stets weniger als ungefähr 53 pct. betragen. I und II zeigen ausserordentlich grosse Uebereinstimmung, ebenso III und IV sowohl untereinander, als auch im Allgemeinen mit I und II, sich hauptsächlich nur durch den hohen Kalkgehalt unterscheidend. In II vermuthet Kjerulf neben dem Augit Oligoklas, doch ist wegen des niedrigen Kieselsäuregehalts Labrador viel wahrscheinlicher. III und IV sind sog. Trapp; Erdmann (Vägledning till Bergarternas Kännedom 160) zählt sie zu den Diabasen; Streng nennt sie Trappe, worunter er olivinfreien Anamesit versteht; Roth führt die Analysen als Hypersthene auf, obschon die Gegenwart von Hypersthen nicht nachweisbar ist. Ob V hierhergehört ist fraglich, der Zusammensetzung nach ist es möglich, jedenfalls scheint dieser »Grünstein« eher ein Diabas als ein Diorit zu sein; VI hat wohl für einen Diabas zu viel Kieselsäure, es ist wahrscheinlicher Melaphyr. Das spec. Gewicht der Diabase scheint im allgemeinen zwischen 2.7 und 2.9 zu fallen. III und IV haben das hohe spec. Gewicht von 2.99 und 3.00, vermuthlich wegen des hohen Magneteisengehalts. Das Gestein V wog 2.937, ein Diabas von Kostobenz bei Teschen nach v. Hochstetter 2.705.

Deutliche, körnige Diabase finden sich z. B. bei Berneck am Fichtelgebirge, bei Friedrichsroda am Thüringerwald, am Harz, bei

Nanzenbach und Dillenburg in Nassau, in der Umgegend von Christiania.

Der Absonderungs- und Lagerungsverhältnisse geschieht weiter unten Erwähnung, da die körnigen Diabase in diesen Beziehungen von den verwandten porphyrischen und kryptokrystallinischen Gesteinen kaum zu trennen sind.

Labradorporphyr.

(Grünsteinporphyr z.Th., Aphanitporphyr z.Th., Diabasporphyr z.Th.)

Häufig sind in den sehr feinkörnigen Diabasen oder den kryptokrystallinischen scheinbar dichten diabasischen Aphaniten einzelne grössere Krystalle eingesprengt, die dem Labrador angehören, neben welchem auch manchmal Augit in spärlichern und undeutlichen Krystallen ausgeschieden ist. Solche Gesteine nennt man deshalb Labradorporphyr. Der Labradorporphyr bildet einen Theil und zwar weitaus den grössten derjenigen Gesteine, welche man als Diabasporphyr (Aphanitporphyr) bezeichnet hat, weil in ihnen die beiden Hauptgemengtheile des Diabas porphyrartig ausgeschieden sind; er steht mit den körnigen Diabasen in sehr enger Beziehung. Die Grundmasse ist gewöhnlich grünlichgrau, bis schwärzlichgrün, meist unreingraugrün, und ihre Färbung scheint auch durch eine innige Beimengung von chloritischer Substanz hervorgebracht; meistens erscheint sie dicht, oft basalt- oft förmlich serpentinartig, nur selten kann man mit der Loupe noch ihre krystallinisch-körnige Textur erkennen. Brausen mit Säuren, welches fast alle solche Grundmassen zeigen, lässt auf eine Imprägnation mit kohlensaurem Kalk schliessen. Vor dem Löthrohr schmilzt die Grundmasse etwas schwierig zu einem dunkelbouteillengrünen Glase, beim Glühen verlieren manche Varietäten bis zu 4 pct. Wasser; von der Grundmasse der Dioritporphyre ist sie nur sehr schwierig zu unterscheiden.

Die Labradorkrystalle sind stets polysynthetisch und zeigen bei frischem Zustande auf den basischen Spaltungsflächen die bekannte, oft ungemein fein ausgebildete Zwillingsstreifung; in der Regel hellgrün, grünlichweiss oder weiss gefärbt, sind sie vorwiegend klein, im Durchschnitt von kurznadelförmiger Gestalt, und erreichen nur selten die Grösse eines Zolls; zu Katharinenburg am Ural werden nach G. Rose Labradorporphyre mit überwiegenden,

sehr grossen, zuweilen über $1\frac{1}{2}$ Zoll langen Labradorkrystallen verschliffen. Nicht immer sind sie scharf begrenzt, manchmal innig mit der Grundmasse verwachsen, so dass ihr Durchschnitt einen kleinen lichten Fleck darstellt. Der manchmal daneben vorkommende Augit von grüner, grünlichbrauner und grünlichschwarzer Farbe ist bisweilen in wohl um und um ausgebildeten Krystallen eingesprengt, welche gewöhnlich mit deutlicher Spaltbarkeit versehen sind, wodurch sie sich von der Hornblende unterscheiden. Auch treten in den Labradorporphyren nicht selten dunkelgrüne, schaalige oder schuppige Concretionen des chloritischen Gemengtheils auf, welche häufig dem Serpentin sehr ähnlich werden, und meistens an den Rändern innig mit der Grundmasse verflösst sind.

Die accessorischen Gemengtheile des Labradorporphyr beschränken sich auf Eisenkies, Magneteisen und Kalkspath; Quarzkörner hat man niemals darin wahrgenommen, welche man in den sonst sehr ähnlichen Dioritporphyren hier und da beobachtet hat. Wie in den körnigen Diabasen, so erscheinen auch in den porphyrisch ausgebildeten Trümer und Nester von Kalkspath, Quarz, Chalcedon, Prasem, Katzenauge, Epidot, Axinit, Asbest, Grünerde.

Die ersten Analysen von Labradorporphyren verdanken wir dem unermüdlichen Eifer von Delesse; später hat Streng gleichfalls sehr schätzenswerthe Untersuchungen darüber angestellt.

I. Labradorporphyr von Belfahy in den Vogesen. In einer dunkelgrünen magnetischen Grundmasse liegen hellgrüne Labradore (deren Analyse siehe unten), wenig grünlichschwarzer Augit, und sehr spärlich Eisenkies, Magneteisen und Epidot. Durch Behandlung mit Salzsäure wird die Grundmasse gebleicht. Die Analyse bezieht sich auf das geschmolzene Gestein, gibt daher kein Wasser an; dasselbe beträgt durchschnittlich 2.2—2.5 pct. Delesse, Ann. des mines (4) XII. 1847. 230.

II. Grundmasse des Labradorporphyr von Belfahy von schwärzlichgrüner Farbe; schmilzt vor dem Löthrohr ziemlich schwer zu einer bouteillengrünen Perle; verliert beim Glühen Wasser und wird bräunlichgrün. Salzsäure löst binnen 2 Tagen in der Kälte etwa $\frac{1}{4}$ (23 pct.), in der Wärme etwa $\frac{1}{3}$ der Grundmasse auf. Delesse, ebendas. 228.

III. Grundmasse des Labradorporphyr von Giromagny in den Vogesen; das ganze Gestein besteht aus röthlichvioletter magne-

tischer Grundmasse mit hellgrünen Labradoren und dunkelgrünen Augiten. Delesse, ebendas. 228.

IV. Grundmasse des Labradorporphyr von der Sägemühle bei Puix in den Vogesen, von dunkelgrüner Farbe mit eingesprengten kleinen Labradoren und sehr wenig Augit. Delesse, ebendas. 228.

V. Grundmasse des sog. antiken grünen Porphyr (Porfido verde antico, Marmor lacedaemonium viride, Plin. hist. nat. XXXVI. 11) zwischen Lebetsova und Marathonisi in Lakonien (Süd-Morea). Die olivengrüne Grundmasse wird beim Glühen hellröthlichbraun; in ihr liegen grünlichweisse Labradore und dunkelgrüne Augite, auch Eisenkies bemerkbar. Spec. Gew. 2.915. Delesse, ebendas. 256. Enthält Spuren von T̈i.

Die Labradorporphyre von Elbingerode am Harz (»schwarze Porphyre«) wurden neuerdings von Streng untersucht; sie besitzen eine schwarze, unter der Loupe deutlich feinkörnige Grundmasse, welche an den Kanten nicht schwer zu einem Glase schmilzt; darin liegen Krystalle von oft sehr stark gestreiftem Labrador (die grössten 3—4 L. lang) und ein dunkelgrünes bis schwarzes Mineral in kleinen Säulen, dessen Augitnatur noch nicht erwiesen ist. Die Härte des Gesteins ist 5—6; als seltene accessorische Gemengtheile treten darin auf braunschwarze Glimmerblättchen, Eisenkies und Magneteisenerz.

VI. Vom linken Abhang des Mühlenthals oberhalb Elbingerode, Harz; in der tief schwarzen, sehr frischen und harten Grundmasse frischer, starkglänzender Labrador und das grünschwarze Mineral; spec. Gew. 2.77. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1860. 397.

VII. Von Rübeland am Zusammenfluss von Bode und Mühlbach; die grauschwarze Grundmasse deutlich krystallinisch; spec. Gew. 2.76. Streng, ebendas. 401.

VIII. Bodethal unterhalb der Trogfurther Brücke; Grundmasse deutlich krystallinisch, Einsprenglinge besonders frisch; spec. Gew. 2.80. Firnhaber bei Streng, ebendas. 399.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Kieselsäure	53.45	53.17	49.82	50.79	53.55	57.57	56.71	58.53
Thonerde	22.26	19.77	29.74	27.25	19.43	16.27	17.80	16.16
Eisenoxyd	—	—			—	1.88	1.08	3.47
Eisenoxydul	8.12	8.56	—	—	7.55	5.88	6.50	6.35
Manganoxydul	0.96	0.51	—	—	0.85	0.08	Spur	Spur
Kalk	3.68	3.87	7.31	8.02	8.02	7.74	6.82	5.68
Magnesia	3.65	4.96	10.93	10.44	7.93	4.34	4.97	4.45
Kali	2.39	7.02				2.62	2.97	3.11
Natron	5.49					2 06	1.73	2.48
Kohlensäure	—	—	—	—	—	3.73	1.75	Spur
Wasser	—	2.14	2.20	3.50	2.67	0.63	0.78	1.50
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	102.80	101.11	101.73

Die Labradorporphyr-Analysen von Delesse und Streng gewinnen deshalb noch mehr an Werth, weil diese verdienstlichen Forscher zugleich die ausgeschiedenen Feldspathkrystalle (Labradore) derselben untersucht haben:

a) Labrador aus dem Labradorporphyr I von Belfahy, spec. Gew. 2.719.

b) Labrador aus dem Labradorporphyr V von Lakonien, spec. Gew. 2.883 (ungewöhnlich hoch).

c) Sog. Vosgit, grünlicher Feldspath von Haut-Rovillers aus dem Labradorporphyr von Ternuay, Vogesen, leicht röthlich verwitternd, spec. Gew. 2.771. Dieser Vosgit mit seinem geringen Kalk- und grossen Wassergehalt ist wohl gewiss nur ein zersetzter Labrador.

d) Labrador aus dem Labradorporphyr VI von Elbingerode.

	a.	b.	c.	d.
Kieselsäure	52.89	53.20	49.32	51.11
Thonerde	27.39	27.31	30.07	30.90
Eisenoxyd	1.24	1.03	0.70	2.03 $\dot{F}e$
Manganoxydul	0.30	—	0.60	—
Kalk	5.89	8.02	4.25	12.71
Magnesia	—	1.01	1.96	0.52
Kali	4.58	3.40	4.85	0.84
Natron	5.29	3.52	4.45	2.80
Wasser	2.28	2.51	3.15	0.67
	99.86	100.00	99.35	101.58

Sauerstoffverhältniss dieser Fedspathe:

a) $\dot{R} : \dddot{\underline{R}} : \ddot{Si} = 0.9 : 3 : 6.3$
b) $= 0.95 : 3 : 6.3$
c) $= 0.86 : 3 : 5.4$ (zersetzter Labrador)
d) $= 1.06 : 3 : 5.52$

Die Analysen der von Delesse untersuchten Labradorporphyre stimmen im Allgemeinen wohl mit den wenigen überein, welche wir von dem körnigen Diabas besitzen. Das ganze Gestein I zeigt eine sehr ähnliche Zusammensetzung, wie die Grundmasse II. Da der Eisenoxydulgehalt in der Grundmasse II 8.56 beträgt, der Eisenoxydgehalt im Labrador a nur 1.24, so muss in diesem Gestein von Belfahy mehr Grundmasse zugegen sein als ausgeschiedener Labrador. III und IV kommen sich in ihrer Zusammensetzung sehr nahe; sie enthalten weniger Kieselsäure und mehr Kalk als I, besitzen also wohl verhältnissmässig mehr Augit und weniger Labrador. In V muss der Augit sehr kieselsäurereich sein, denn der Feldspath b enthält so viel Kieselsäure als das ganze. Gestein. Ein dem Porfido verde antico sehr ähnliches Gestein erscheint nach Ramsay am Carreg-Eiarn bei Llanfechell, Anglesea. Dass in I die Kieselsäuremenge des ganzen Gesteins die des Feldspaths a übertrifft, rührt daher, dass I sich auf wasserfreie Substanz bezieht; der Feldspath a ebenfalls wasserfrei berechnet, würde 54.2 pct. Kieselsäure liefern, also mehr als I. Dem Labradorporphyr von Belfahy ähnliche Gesteine findet man zu Puix (Oberrhein), Giromagny, Bitschwiller, Horben u. s. w., die Feldspathe darin sind gewöhnlich 1—2 Centimeter lang, doch auch kleiner, meist grünlichweiss gefärbt, an einigen Stellen röthlich; der Augit erscheint bisweilen in kleinen Krystallen, oder in kleinen dunkelgrünen Aggregationen. Der Epidot zeigt sich darin meistens nur an den Grenzen der Gesteinsablagerungen, Delessit (Eisenchlorit) nur als Bestandtheil von Ausfüllungen der Hohlräume, nicht in der Masse der Gesteine selbst, verbunden mit Quarz, Kalkspath und Epidot. Die Grundmassen dieser Porphyrvarietäten sind graugrün, dunkelgrün, schwarzgrün, das spec. Gewicht derselben schwankt nach 4 Untersuchungen zwischen 2.803 und 2.767. Delesse fand, dass die Grundmasse sich bei Vergrösserung deutlich in zwei krystallinische Substanzen auflöst: die eine durchscheinend, grünlich und Zwillingsstreifung des Labrador zeigend, die andere dunkelgrüne ist innig

damit gemengt. Da die analysirten Labradorkrystalle a einen gleichen Kieselsäuregehalt aufweisen, wie die Grundmasse II, so glaubt Delesse darin keinen Augit annehmen zu dürfen, dessen Kieselsäuregehalt keine gleiche Höhe erreiche, sondern entscheidet sich für die Gegenwart der durchschnittlich etwas saurern Hornblende in der Grundmasse. Damit stehe auch in Zusammenhang, dass während in dem Gestein beim Calciniren die Augitkrystalle viel dunkler werden, die Grundmasse viel heller braun oder röthlich werde, wie es mit den hornblendehaltigen Grundmassen der Dioritporphyre der Fall sei.

Der Labradorporphyr von Ternuay in den Vogesen, dessen etwas zersetzte Feldspathe den sog. Vosgit c bilden, enthält auch ausgeschiedene grüne Augite, welche Delesse ebenfalls untersuchte (Kieselsäure 49.00; Thonerde 5.08; Eisenoxydul 7.19; Kalk 18.78; Magnesia 15.95; Wasser 2.26; spec. Gew. 3.135). In dem Gestein zeigen sich ausserdem Eisenkies und Magneteisen, in Höhlungen oder Spalten Epidot, Quarz, Chalcedon, Eisenchlorit und ein rother blätteriger Zeolith. Beim Glühen gibt das Gestein einen Verlust von 3—4 pct. und wird hellröthlichbraun. Delesse berechnet die Menge des Feldspaths zu 75 bis 80 pct. Solche »Porphyre von Ternuay« finden sich auf dem Wege von Ternuay nach Belonchamp, am Fusse des Berges von Vanne, in allen Umgebungen von Melisey, im Thal von St. Bresson. Vergleicht man Gestein I mit dem Feldspath a, so zeigt sich, dass der Augit darin wahrscheinlich eine sehr ähnliche Zusammensetzung hat, wie der analysirte von Ternuay.

Höchst auffallend ist in VI, VII und VIII der für ein Gestein, in welchem nur Labrador und ein wahrscheinlich augitisches Mineral ausgeschieden sind, ausserordentlich hohe Kieselsäuregehalt, da der für den Labrador gefundene Kieselsäuregehalt 51.11, der des grünen Minerals 48.77 pct. beträgt; es muss daher noch ein saurerer Gemengtheil vorhanden sein, der den Kieselsäuregehalt derart erhöht; von Quarz ist nach Streng keine Spur zu entdecken, vielleicht steckt er dennoch mikroskopisch in der Grundmasse. Dies Gestein erscheint bei Elbingerode im Gebiete des devonischen Schiefers und Kalksteins an sieben isolirten Punkten, welche in einer Linie liegend höchst wahrscheinlich einem einzigen grossen Gange angehören.

Hier möge das Gestein von den Mombächler Höfen zwischen Baumholder und Grumbach sich anreihen, über welches E. E. Schmid

Untersuchungen mitgetheilt hat; es ist dunkelschwarz und besteht aus einer schwach fettglänzenden undurchsichtigen pechsteinähnlichen Grundmasse und aus kleinen eingewachsenen olivinähnlichen Körnchen, deren Analyse ergab: Kieselsäure 53.41; Thonerde 24.88; Eisenoxyd 4.89; Kalk 9.42; Magnesia 0.44; Natron 5.64 (98.68), eine Zusammensetzung, welche sehr nahe der des Labrador entspricht (Sauerstoffverhältniss = 4.22 : 13.10 : 27.75). Die Zusammensetzung des ganzen Gesteins ist: Kieselsäure 54.61; Thonerde 21.25; Eisenoxydul 12.32; Kalk 4.38; Magnesia 0.88; Kali 0.62; Natron 5.11; Wasser 2.30 (101.47). In dem durch Salzsäure nicht aufschliessbaren, 84.36 pct. betragenden Antheil, welcher 57.50 Kieselsäure enthält, vermuthet Schmid ein Gemenge von Labrador und Oligoklas, wahrscheinlicher ist wohl, dass dieser Antheil ein Gemenge von Labrador mit freier Kieselsäure darstellt (Poggend. Annal. 1863. CXIX. 136).

Die durch v. Dechen sehr ausführlich als Labradorporphyre beschriebenen Gesteine, welche in den Ruhrgegenden Westphalens vom Rothenberg bei Giershagen über Brilon, Meschede bis zum Felsberg bei Berge an der Wenne einen 6 Meilen langen, von O.N.O. nach W.S.W. gerichteten Zug bilden und dann noch einmal in geringer Verbreitung bei Langenholthausen und Balve erscheinen, stehen in enger Beziehung zu den Schichten des Grauwackengebirges und hängen innig mit ächten Schalsteinen zusammen. Die Grundmasse ist hellgrau oder dunkelgrün, bisweilen brausend, oft feinkörnig, oft scheinbar dicht; starkglänzende, weisse, grünliche oder blassröthliche Feldspathe treten meist als schmale Nadeln, doch auch mit grössern Flächen daraus hervor; bisweilen erscheinen einzelne grössere weisse Kalkspathkörner und kleine Nieren aus concentrischen Schaalen von dunkelgrünem oder schwarzem Chlorit, einige Varietäten enthalten auch Serpentinkörner und Pünktchen von Eisenkies. Was die Feldspathe anbelangt, so fand Rammelsberg in den überzollgrossen lichtgrünen Krystallen von Gevelinghausen: Kieselsäure 61.6; Thonerde 22.6; Kalk 3.6; Alkalien 12.2, welche Zusammensetzung allerdings vollständig mit der des Oligoklas übereinstimmt; v. Dechen ist indessen geneigt, die schmalen Nadeln als Labrador anzusehen und hält daher die Bezeichnung Labradorporphyr bei; vielleicht müsste man diese Gesteine den Dioriten oder vielmehr Melaphyren zuzählen. Bei Hollemann, süd-

westlich von Brilon liegen deutlich erkennbare schwarze Augitkrystalle neben weissen oder hellgrünen Labradoren (Oligoklasen?).

Zu den Labradorporphyren gehört wahrscheinlich auch das von Kjerulf als Melaphyr bezeichnete dunkle Gestein mit weissen gestreiften Feldspathnadeln, welches beim Barnetjern am Fuss des Vettakollen bei Christiania einen Gang im Silur bildet und enthält: Kieselsäure 52.97; Thonerde 19.13; Eisenoxydul 9.18; Kalk 7.06; Magnesia 1.86; Kali 2.95; Natron 3.61; Glühverlust 1.39 (98.15); vgl. Christiania-Silurbecken 1855. 28. Die Analyse stimmt bis auf den Kalkgehalt sehr nahe mit I überein.

Das spec. Gewicht des Labradorporphyr schwankt in den nämlichen Grenzen, wie das des körnigen Diabas; es beträgt bei dem Gestein von Belfahy (I) 2.775 (das Glas wog 2.604); bei der Grundmasse desselben (II) nach einigen Bestimmungen zwischen 2.767 und 2.803; bei dem ganzen Gestein von Lakonien, dessen Grundmasse V darstellt, 2.913 nach Delesse, 2.923 nach G. Rose; Varietäten des Labradorporphyr von Ternuay wogen 2.833, 2.857, 2.885. Im Allgemeinen beträgt es demnach 2.77—2.92.

Die Labradorporphyre zeigen natürlicherweise häufig Uebergänge in andere diabasische Gesteine, aus denen sie sich Schritt für Schritt entwickeln, besonders in körnige und kryptokrystallinische Diabase; sie finden sich also auch an jenen Punkten, an denen diese bekannt sind.

Augitporphyr.

Als Augitporphyr wird im Allgemeinen jedes Gestein zu bezeichnen sein, welches in einer krystallinisch-dichten Grundmasse vorwiegend Augitkrystalle ausgeschieden enthält. Wenn es auch höchst wahrscheinlich unter den Gesteinen, welche man mit diesem Namen bezeichnen würde, Oligoklasgesteine geben mag, welche ihre natürliche Stelle im Gefolge oder innerhalb des Melaphyr fänden, so enthalten doch die nunmehr unter diesem Namen aufgeführten Gesteine sämmtlich einen basischern Feldspath, den Labrador, und stellen sich so als eine dem Labradorporphyr vollkommen parallellaufende porphyrische Ausbildung der Diabase dar: wie die Labradorporphyre grössere und reichlichere Labradore, daneben aber auch Augite umschliessen, so sind in den Augitporphyren neben den vorzugsweise entwickelten Augitkrystallen auch gestreifte La-

bradornadeln ausgeschieden. Die Grundmasse ist in Folge des beträchtlichen Augitgehalts und des sich hinzugesellenden Magneteisens oder Titaneisens meist dunkel gefärbt. Mandelsteinartige Varietäten, welche auch dem Augitgestein Melaphyr nur selten fehlen, begleiten fast stets die eigentlichen Augitporphyre.

I. Schwarzer Augitporphyr vom Monte Mulatto bei Predazzo in Tyrol. Kjerulf, Christiania-Silurbecken 1855. 23.

II. Augitporphyr von Molignon (nicht Molignow, wie das Original hat) an der Seisser Alp; etwas verwittert, die möglichst unzersetzten Bruchstücke gewählt. Werther, Journ. f. prakt. Chem. XCI. 1864. 330.

III. Augitporphyr aus dem Fassathal in Tyrol mit einer schwarzen, deutlich krystallinischen Grundmasse, grossen Augiten, undeutlichen, glas- bis perlmutterglänzenden, weissen, gestreiften Labradoren, kleinen Chalcedon- und Kalkspathmandeln; spec. Gew. 2.71. Streng, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 176.

IV. Augitporphyr von Listuen bei Bogstad-Vand in Norwegen; Augite und weisse triklinische Feldspathe in dichter, blauschwarzer, vorwaltender Grundmasse. Kjerulf, a. a. O. 20.

V. Augitporphyr-Mandelstein von Holmestrand in Norwegen mit matten und zersetzten Augiten und kleinen, von Grünerde umgebenen Kalkspathknollen. Kjerulf, a. a. O. 22.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	42.98	32.03	45.05	48.76	48.79
Thonerde	16.58	7.42	18.55	15.71	16.43
Eisenoxyd	—	0.22	—	—	—
Eisenoxydul	14.14	25.19	9.64	16.59	13.89
Kalk	8.64	21.67	12.89	6.15	6.48
Magnesia	4.14	5.66	3.22	4.18	5.33
Kali	1.92	4.14	1.61	2.40	0.46
Natron	1.80	3.48	2.99	2.68	4.53
Glühverlust	7.80	—	3.14 (H)	0.97	4.09
Kohlensäure	—	—	3.81	—	
	98.00	99.81	100.90	97.44	100.00

Der stark basische Charakter dieser Gesteine, deren Kieselsäuregehalt in I und III sogar unter das Minimum von Augit herabsinkt, macht es wahrscheinlich, dass dieselben nicht oligoklas-

führend sind. Streng fand, dass ein mit Salzsäure behandeltes Stück Augitporphyr mit Ausnahme der unverändert gebliebenen Augitkrystalle völlig weiss geworden war und folgert daraus, dass die Grundmasse keinen oder nur sehr wenig Augit enthalte, und dass die dunkle Farbe von beigemengtem Magneteisen herrühre. Bei Gestein II, dessen nähere Beschreibung sich nicht mitgetheilt findet, ist auch weder Wasser, noch Glühverlust, noch Kohlensäure angegeben und man sieht aus der Zusammensetzung nur, dass die Masse jedenfalls durch und durch zersetzt war. IV und V stimmen im Ganzen gut mit einander überein; da in dem Mandelstein V bedeutende Zersetzungsprocesse gespielt haben (die Augitkrystalle sind in Delessit und Kalkspath umgewandelt, vgl. auch Bd. I S. 91), so scheinen diese Vorgänge ohne Zufuhr oder Abscheidung von Substanzen erfolgt zu sein. IV, vermuthlich das unzersetzteste aller dieser Gesteine, schliesst sich an die basischen Diabase an; namentlich stimmt es mit dem körnigen Diabas II von Munkedam trefflich überein; die Labradorporphyre sind durchschnittlich etwas saurer, wahrscheinlich wegen des vorwiegenden Feldspath- und des geringern Augit- und Magneteisengehalts. Vergleicht man damit die Analysen des Melaphyr, so zeigt sich auf das entschiedenste, dass dieser kein Labrador-Augitgestein sein kann.

Der tyroler Augitporphyr, welcher vorwaltend Gänge und Ströme (vollständig den Basaltströmen z. B. des nordöstlichen Böhmens ähnlich), seltener kuppenförmig erhobene Massen bildet, ist in seiner reinsten Gestalt, wie er an der Seisser Alp auftritt, nach v. Richthofens trefflicher Beschreibung ein basaltschwarzes Gestein mit dichter Grundmasse und inliegenden Krystallen von Augit und Labrador; die Augitkrystalle erreichen meist eine Grösse von 2 — 3 Linien, diejenigen des Labrador sind hinsichtlich der Grösse sehr untergeordnet, walten aber meist an Zahl bedeutend vor, ausserdem ist Titaneisen fein eingesprengt; bald treten die Krystalle gegen die Grundmasse zurück, bald erreichen sie über dieselbe das Uebergewicht. Grössere und frischere gestreifte Feldspathkrystalle, welche neben den kleinern liegen, hält v. Richthofen für Oligoklas (wodurch auch ein Uebergang in den Melaphyr hervorgebracht werde), dieses Zusammenvorkommen zweier triklinischen Feldspathe ist jedoch an und für sich sehr wenig wahrscheinlich und bis jetzt durch keine Analyse nachgewiesen. Als Fundorte

des ächten Augitporphyr führt v. Richthofen an: Seisser Alp, Molignon, Cigolon, Val di Monzoni, Pozza Alp, Ciaplaja, Bufaure, Toazzo, Gänge am Latemar; Augitporphyrmandelsteine sind häufig an dem West- und Nordrande der Seisser Alp. Der Augitporphyr der Seisser Alp ist ausgezeichnet säulenförmig abgesondert; »wie eine Gallerie stehen die fünf- und sechsseitigen Säulen um den ganzen Steilrand der Alp zu Millionen herum und gewähren oft einen prachtvollen Anblick, den schönsten am Puflatsch.« Die sonst seltene kugelförmige Absonderung ist sehr deutlich an dem Augitporphyr zwischen Caprile und Colle di Santa Lucia zu beobachten, wo die concentrisch-schaaligen Kugeln wie Bomben so dicht neben einander liegen, dass die äussersten Schaalen der benachbarten in einander übergehen. Der zu Uralitporphyr umgeänderte Augitporphyr hat den dichten Triaskalk weithin in einen schönkrystallinischen Marmor verwandelt, der an der Grenze sehr grobkörnig ist. Sehr ähnlich dem eigentlichen krystallinischen Augitporphyr sind die häufig damit vereinigten »Eruptivtuffe« des Augitporphyr, Gesteine, welche nach v. Richthofen aus einer, während der Erstarrung durch mechanische Einwirkung des umgebenden Wassers bedeutend modificirten Eruptivmasse entstanden sind, sich aber an der Ausbruchsstelle selbst in unregelmässig dicken Bänken aufhäuften (namentlich zwischen Penia und Pozza, sowie am Sasso di Capell). Die zahlreichsten und bedeutendsten Augitporphyreruptionen fallen in die Zeit zwischen der Ablagerung des Mendola-Dolomit und des Schlern-Dolomit (obere Trias), doch fanden einzelne Ausbrüche noch bis zu Ende der Triasperiode statt, denn der Schlern-Dolomit ist häufig von Augitporphyrgängen durchsetzt (Geogn. Beschr. d. Umgeg. v. Predazzo u. s. w. 128—141).

Auch de Lapparent hat später die tyroler Augitporphyre untersucht und rechnet dieselben zum Melaphyr (vgl. S. 46), indem er sie als Mélaphyre basique ou augitique unserm Melaphyr, dem Mélaphyre acide ou feldspathique entgegensetzt; befremdend ist es, wenn de Lapparent 1864 äussert: »on n'a pas étudié le mélaphyre augitique au point de vue chimique« (Annales des mines (6) VI. 1864. 275).

Aehnlich den Augitporphyren des Fassathals scheint nach Madelung das Gestein von Tekerö in Siebenbürgen zu sein, welches mit den obern Jurakalkschichten im innigen Zusammenhang

steht (v. Hauer und Stache, Geologie Siebenbürgens 1863. 164; auch Jahrb. d. geol. R.anst. XIII. 17).

Diabasaphanit.

Wenn die Masse des Diabas kryptokrystallinisch wird, so dass man die zur äussersten Feinheit herabgesunkenen Gemengtheile nicht mehr von einander unterscheiden kann, so nennt man ein solches Gestein diabasischen Aphanit, eine Bezeichnung, welche Hauy vom griechischen ἀφανίζειν ableitete.

Die Farbe dieser Gesteine ist meist graugrün, schmutziggrün, schwärzlichgrün, viel erdiger Chlorit ist innig beigemengt, Augit scheint weniger darin vertreten zu sein. Sehr viele Aphanite sind auch mit kohlensaurem Kalk imprägnirt, wie das Brausen mit Säuren beweist. Bei der Behandlung mit Salzsäure löst sich ein Theil des Gesteins, der Chlorit und die Carbonate zu einer grünlichen Flüssigkeit auf, der Rückstand stellt sich oft bei starker Vergrösserung als ein Gemenge von weissen und schwarzen Körnchen, von Feldspath und Augit dar. Die Aphanite sind gewöhnlich sehr zähe Gesteine, ungefähr von der Härte des Feldspaths mit ebenem, unvollkommen muscheligem oder splitterigem Bruch.

Bei der für das Auge vollständig verschwindenden mineralischen Zusammensetzung der Diabasaphanite ist es oft geradezu unmöglich, dieselben von andern kryptokrystallinischen Gesteinen, namentlich von dicht ausgebildeten Dioriten zu unterscheiden. Man ist alsdann genöthigt etwaige Uebergänge in deutlich krystallinische oder in porphyrartig ausgebildete Gesteine zu verfolgen, um über die Natur des Gesteins ins Klare zu kommen. In manchen Fällen vermag auch eine Kieselsäurebestimmung auf den richtigen Weg zu leiten, da die oligoklasführenden dioritischen Aphanite durchschnittlich etwas saurer sind als die labradorführenden Diabase. Eine mikroskopische Untersuchung wird nur von geringem Nutzen sein, indem man Labrador und Oligoklas gar nicht, Augit und Hornblende nur sehr schwierig von einander zu unterscheiden im Stande ist; höchstens könnte eine sehr grosse Menge von Chlorit als ein Fingerzeig auf die Diabasnatur gelten (vgl. hierüber auch S. 6).

Die Uebergänge, welche diese Aphanite zeigen, sind zum Theil schon früher erwähnt worden; wird das Gefüge allmählich phanerokrystallinisch, so entsteht ein körniger Diabas, scheiden sich ein-

zelne grössere Krystalle aus der Aphanitmasse aus, so geht ein Labrador- oder Augitporphyr hervor, wird das Gefüge schieferig, so findet ein Uebergang in Aphanitschiefer statt. Erscheinen in der Aphanitmasse Kalkspathkügelchen oder variolitische Concretionen, so wird das Gestein zu einem Kalkdiabas oder Variolit. Hier und da hat man auch Körner von Eisenkies oder Magneteisen, gewissermassen als porphyrartige Einsprenglinge in Aphaniten beobachtet. Vollständig zu einer erdigen Masse zersetzte Aphanite hat man *Aphanitwacke* genannt.

Diabasschiefer.

(Grünsteinschiefer, Grüne Schiefer z. Th.)

Eine mehr oder weniger vollkommen schieferige Masse, welche dadurch entsteht, dass in feinkörnigen oder kryptokrystallinischen Diabasen der chloritische Bestandtheil sehr vorwaltet. Solche kryptokrystallinisch-schieferige Diabase nennt man auch *Aphanitschiefer*.

Die Farbe ist graugrün oder unrein dunkelgrün, und die Gesteine werden sehr häufig den Dioritschiefern, Chloritschiefern, ja selbst manchen Thonschiefern ähnlich. Man kennt auch Uebergänge in Chloritschiefer, Grauwackenschiefer und Thonschiefer; dieses eigenthümliche Verlaufen in deutlich sedimentäre Gebilde verdient noch spätere Erörterung; auch mit klastischen Gesteinen der Diabasfamilie, mit Diabastuffen und -Breccien stehen diese Diabasschiefer in sehr naher Beziehung, während sie andrerseits wieder mit körnigen und kryptokrystallinischen Diabasen eng verbunden sind. Manche Aphanitschiefer dürften vielleicht nur reine und homogene schieferige Diabastuffe sein. Unter den unwesentlichen Gemengtheilen sind Glimmerschuppen, Eisen- und Magnetkieskörner zu erwähnen.

Die Diabasschiefer sind meistens grob- und dickschieferig ausgebildet und in der Regel mit Schichtung versehen, welche bald mehr, bald weniger deutlich ist. In Verbindung mit andern Diabasgesteinen erscheinen solche Diabasschiefer z. B. häufig im Voigtlande, in Oberfranken, bei Berneck am Fichtelgebirge, bei Kupferberg in Schlesien. Von den manchmal Uralit führenden »*grünen Schiefern*«, welche nach G. Rose im Ural, namentlich bei Katha-

rinenburg, Miask, Uktuss, Orsk so verbreitet sind, scheint auch ein grosser Theil hierher zu gehören.

Variolit.

Eine Grundmasse von sehr feinkörniger diabasartiger, meist aber aphanitisch dichter Beschaffenheit und dunkelgrüner Farbe, umschliesst hirsekorn- bis nussgrosse kugelige Concretionen, von undeutlich radial-faseriger, oft auch concentrisch-schaaliger Textur, welche mit der umgebenden Masse meistens fest und innig verwachsen sind und daher in der Regel keinen bestimmt begrenzten, sondern verwaschenen Rand zeigen; bisweilen nur, namentlich wenn sie gross sind, lassen sie sich herauslösen. Sie liegen entweder nur vereinzelt und spärlich in der Grundmasse, oder auch zuweilen so reichlich, dass ihre Ränder nahezu untereinander verfliessen. Ihre Farbe ist grünlichweiss, grünlichgrau, oder auch violettgrau; bei der Verwitterung nehmen die Kügelchen selbst meist eine bräunliche Farbe an, während der umgebende Rand der Grundmasse sich lichter färbt, bei schaaliger Textur weisen die einzelnen Zonen nicht selten abweichende Farben auf; die fortschreitende Verwitterung lässt dieselben immer deutlicher hervortreten, indem sie weniger zersetzbar sind, als die Grundmasse, und nun oft halbkugelartig an der Oberfläche des Gesteins hervorragen, welches dadurch ein pockennarbiges Ansehen gewinnt (daher auch Blatterstein genannt).

Delesse hat sich besonders mit den Variolitgesteinen beschäftigt und namentlich die der Durance untersucht, auch die des Fichtelgebirges und Savoyens verglichen. Die Substanz der Concretionen wird vorwiegend von einem Feldspath gebildet, welcher sich in seiner Zusammensetzung dem Labrador nähert; seltener bestehen dieselben entweder ganz aus dichtem Epidot, oder es wechseln concentrische Lagen von Feldspath und Epidot mit einander ab.

Was die Grundmasse der Variolite anbelangt, so erkannte Delesse kleine mikroskopische Feldspathtafeln; ob sie ausserdem auch Epidot oder nur Augit und Chlorit enthält, scheint noch nicht genügend ermittelt. Eisenkies bietet sich als häufige Einsprengung dar, seltener sind Magneteisenkörner; Trümer und kleine Adern von Quarz und Epidot durchziehen das Gestein, in welchem sich bisweilen auch mandelähnliche Höhlenausfüllungen finden, die aus Kalkspath, Quarz, Epidot, Chlorit bestehen. Nach Delesse ging

jedenfalls die Entwicklung der Kugeln der Trümer- und Aderbildung voraus, denn jene werden deutlich von diesen durchsetzt.

I. Variolit aus der Durance. In einer hellgrünen, zurücktretenden Feldspathgrundmasse liegen zahlreiche Kugeln von 1 Centimeter Durchmesser, welche im Centrum violett, aussen grün gefärbt sind, um die Kugeln ist die Grundmasse sehr schön grün. Aederchen von Quarz, Epidot, Kalkspath durchziehen in geringer Anzahl die Masse. Sehr schwierig schmelzbar; spec. Gew. der Masse 2.896, der Kugeln 2.923. Delesse, Annales des mines (4) XVII. 1850. 127.

II. Concretionen aus dem Variolit südlich vom Dorf Mont-Genèvre bei Briançon in den französischen Alpen, sich leicht von der Grundmasse abtrennend; fast rund, von graugrüner Farbe, von homogenem Aussehen und Bruch; von Fettglanz und Nussgrösse; spec. Gewicht ebenfalls 2.923. Delesse ebendas. 119.

	I.	II.
Kieselsäure	52.79	56.12
Thonerde	11.76	17.40
Eisenoxyd	—	7.79
Eisenoxydul	11.07	—
Manganoxydul	Spur	Spur
Kalk	5.90	8.74
Magnesia	9.01	3.41
Kali	1.16	0.24
Natron	3.07	3.72
Glühverlust	4.38	1.93
Chromoxyd	Spur	0.51
	99.14	99.86.

Die Grundmasse des Variolit ist ohne Zweifel vielen Zersetzungen unterworfen gewesen, wie der grosse Glühverlust und die Neubildungen von Quarz, Epidot, Kalkspath in ihr zeigen, dennoch entfernt sich die Zusammensetzung des Variolit nicht allzusehr von der der körnigen Diabase. Was die kugelförmigen feldspathartigen Concretionen (II) betrifft, so stehen dieselben nach Delesse dem Labrador nahe. Rammelsberg führt diese Substanz unter den Oligoklasen auf (Mineralchemie 612). Fasst man indessen das Sauerstoffverhältniss ins Auge, so beträgt dasselbe bei Zugrundelegung von Eisenoxyd 4.86 : 10.62 : 29.26 = 1 : 2.2 : 6.00. Der Sauerstoff der Kieselsäure beträgt absolut genau sechsmal so viel als der der Mon-

oxyde, der der Sesquioxyde entfernt sich allerdings beträchtlich von 3. Der Gehalt an Kalk und Alkalien stimmt vortrefflich mit Labrador und in Anbetracht des hohen spec. Gewichts möchte man sich mit Delesse dafür entscheiden, dass diese jedenfalls etwas veränderte und wahrscheinlich auch nicht ganz homogene Substanz eher dem Labrador, als dem Oligoklas anzugehören scheint. Die Kugeln II haben trotz des grössern Kieselsäuregehalts ein höheres specifisches Gewicht, als die Masse I.

Delesse nennt diese Diabasvariolite V a r i o l i t e s d e l a D u r a n c e, im Gegensatz zu den Variolites du Drac, welche von den französischen Geologen auch als Spilite bezeichnet werden und den Melaphyrmandelsteinen nahe verwandt sind (vergl. S. 66). Andere Forscher, wie Cordier, Élie de Beaumont, Scipio Gras betrachten diese Variolite als Gabbrogesteine im kryptokrystallinischen Zustande, in deren Nachbarschaft sie allerdings manchmal auftreten; auch Roth reiht die Variolites de la Durance in seiner Uebersicht der Gesteinsanalysen dem Gabbro an. In Uebereinstimmung mit Naumann, v. Cotta, Senft, G. Leonhard u. A. haben wir ihn hier den diabasischen Gesteinen hinzugefügt, weil nichts auf die Gegenwart von Diallag hinweist. Solche Gesteine finden sich am Mont Genèvre bei Briançon in den französischen Alpen, zwischen Modane und Bramant in Savoyen, bei Sestri östlich von Genua; ähnliche auch in der Gegend von Hof im Fichtelgebirge, im Voigtlande, bei Tringenstein, Oberscheld, Oberndorf in Nassau. Zahlreiche Geschiebe von Variolit führen die Durance, die Doire und andere Flüsse der westlichen Alpen mit sich.

Kalkaphanit.

(Kalktrapp, Blatterstein, Diabasmandelstein, Grünsteinmandelstein, Spilit z. Th.)

Dass die Masse der Diabasgesteine sehr häufig innig mit kohlensaurem Kalk imprägnirt ist, wurde schon früher erwähnt. Wenn sich innerhalb der aphanitischen Gesteine der kohlensaure Kalk in Form von rundlichen Kalkspathkügelchen concentrirt, so entstehen charakteristische Gesteine, welche man am füglichsten mit Naumann als Kalkaphanit bezeichnet.

Dieselben bestehen aus einer unrein grünlichgrauen, schmutzig dunkelgrünen, grünlich- und röthlichbraunen meistens dichten oder

feinerdigen, aphanitischen Masse, in welcher mehr oder weniger zahlreiche, gewöhnlich hirsekorn- bis erbsengrosse Kalkspathkügelchen eingewachsen sind. Die Grundmasse ist matt, enthält verhältnissmässig viel von dem chloritischen Bestandtheil und ist daher in der Regel so wenig hart, dass man sie leicht mit dem Messer zu ritzen vermag; sie ist stets wasserhaltig und schmilzt leicht vor dem Löthrohr.

Die Kalkspathkörner sind in den häufigsten Fällen ziemlich reichlich der Grundmasse eingestreut, oft in solcher Menge, dass nur wenig von der letztern als ein spärliches Bindemittel übrig bleibt, manchmal liegen sie selbst so dicht zusammengedrängt, dass das Gestein fast wie ein groboolithischer Kalkstein, oder, wie v. Dechen sagt, fast wie ein rundkörnig abgesonderter Kalkstein erscheint. Die Dicke der Kalkspathkörner wächst bisweilen zu der einer Wallnuss, vermindert sich in andern Abarten so, dass es nur mit der Loupe gelingt, die winzigen Kalkspathpünktchen zu erkennen. Der Umriss ist gewöhnlich kugelrund, nur selten ellipsoidisch, häufiger noch eckig; ihre Masse ist eine vollkommen compacte, bei den grössern oft mit deutlicher rhomboedrischer Spaltbarkeit; niemals zeigt sich ein concentrisch-schaaliges Gefüge, niemals auch im Innern eine Höhlung. Sie liegen fast durchweg scharf abgegrenzt in der Grundmasse, ihre Oberfläche erscheint beinahe immer rauh und matt, sehr häufig findet sich zwischen ihnen und der Grundmasse eine dünne, allseitig umhüllende Haut von grünem Chlorit oder von braunem Eisenoxydhydrat. Braunspathkörner treten hier und da anstatt des Kalkspaths auf, auch sind neben den Kalkspathkörnern nicht selten kleine dunkelgrüne Chloritkörner und -Kügelchen in der Grundmasse eingewachsen.

Es geht hieraus hervor, dass man diese Kalkaphanite keineswegs als Mandelsteine betrachten darf, denn die Kalkspathkugeln sind nicht Ausfüllungen von präexistirenden Hohl- und Blasenräumen. Ob man sie aber mit Naumann für gleichzeitige Concretionsgebilde, und nicht vielmehr für secundäre Concretionsgebilde halten soll, für Verdrängungen der Grundmasse durch den sich concentrirenden fein zertheilten kohlensauren Kalk, welcher selbst das Resultat von Zersetzungsprocessen ist, die Entscheidung dieser Frage zu Gunsten der letztern Ansicht dürfte bei Erwägung des Umstands, dass der kohlensaure Kalk wohl nie in unveränderten

sondern nur in umgewandelten gemengten Massengesteinen auftritt, wenig zweifelhaft sein.

Neben den Kalkaphaniten gibt es nun auch wahre Diabasmandelsteine oder Aphanitmandelsteine mit dichter Grundmasse und ächten Mandeln von Kalkspath, welcher in Hohlräume infiltrirt ist; sie ähneln den Melaphyrmandelsteinen. Kalkaphanite und Diabasmandelsteine, welche man übrigens bei genauer Betrachtung der Form und Textur der Kalkspathmassen nicht leicht verwechseln wird, verdienen — wie es nicht immer geschieht — scharf auseinander gehalten zu werden.

In denjenigen Kalkaphaniten, in welchen die Kalkspathkörner spärlicher eingewachsen sind, pflegen sich nicht selten kleine tafelförmige Feldspathkrystalle einzustellen, welche an Anzahl zunehmend, allmählich die Kalkspathkörner verdrängen. In den kalkspathreichen Aphaniten sind erkennbare Feldspathe sehr selten; dies gegenseitige Ausschliessen scheint auf dem mehr oder weniger umgewandelten Zustand zu beruhen. Bisweilen werden durch den Einfluss kohlensäurehaltiger Gewässer die Kalkspathkugeln in den Kalkaphaniten und die Kalkspathmandeln in den Diabasmandelsteinen wiederum aufgelöst und es entstehen dann schwammig durchlöcherte, poröse Gesteine. Als accessorische Bestandmassen mancher Kalkaphanite werden genannt: Trümer, Adern und Nester von Kalkspath und Eisenrahm, Nester von schuppigem Eisenglanz und dichtem Rotheisenstein.

Delesse hat unter dem Namen Spilit einen Mandelstein untersucht, welcher entweder zu den Kalkaphaniten oder zu den Diabasmandelsteinen gehört; solche Gesteine bilden, in Säulen abgesondert die drei Hügel von Faucogney (Haute-Saône) und finden sich auch bei St. Bresson, bei Mondahin, Rimbach, Grendelbruch u. s. w.; sie besitzen eine schmutziggrüne, homogen erscheinende Masse, in welcher man mit der Loupe gestreifte Labradortäfelchen aber keine Augite wahrnehmen kann. Bei Faucogney enthält das Gestein sehr spärliche kleine eckige Höhlungen, welche zwischen diesem Ort und les-Mottes sehr gross und unregelmässig, sowie ganz oder zum Theil mit Kalkspath erfüllt werden, welcher von etwas Delessit umgeben ist. Das Gestein aus dieser Gegend schmilzt zu grünem Glase, sein spec. Gewicht beträgt 2.906 und seine Analyse ergab: Kieselsäure 54.42; Thonerde 20.60; Eisenoxydul 9.44;

Manganoxydul 0.93; Kalk 3.64; Magnesia 3.87; Kali 0.94; Natron 4.48; Wasser 1.97 (100.29. Ann. des mines (4) XII. 1847. 245). Vergleicht man damit die Analyse der Grundmasse des Labradorporphyr von Belfahy in den Vogesen (S. 86), so leuchtet die grosse Aehnlichkeit sofort ein; man könnte daraus folgern, dass die Zersetzungsprocesse, welche wie die Kalkspathconcretionen zeigen, unzweifelhaft in diesem Gestein vor sich gegangen sind, wahrscheinlich derart erfolgten, dass damit weder eine Zufuhr noch Abfuhr von Bestandtheilen, sondern lediglich eine veränderte Gruppirung der vorhandenen Stoffe verbunden war.

Vorzugsweise finden sich die Kalkaphanite in dem an Varietäten so reichen Diabasgebiet Nassaus und bei Hof im Fichtelgebirge.

Kalkaphanitschiefer.

Ebenso wie in den gewöhnlichen Aphaniten stellen sich auch nicht selten in den schieferigen Aphaniten Körner von Kalkspath ein; solche Gesteine, meistens dickschieferig und undeutlich geschichtet, könnte man Kalkaphanitschiefer nennen. Wie die Aphanitschiefer selbst mit Grünsteintuffen und den sog. Schalsteinen z. B. Nassaus in sehr enger Beziehung stehen, so auch diese mit Kalkspath oft sehr reichlich erfüllten Varietäten. Grenzen sind kaum mit einiger Sicherheit zu ziehen.

Die Labrador-Augitgesteine mit körniger (Diabas), mit dichter (Diabasaphanit), mit porphyrischer (Labradorporphyr und Augitporphyr) Ausbildung, welche wir hier als diabasische Gesteine zusammenfassen, sind in der Regel massige Gesteine, welche von Schichtung keine Spur zeigen. Absonderung ist bei ihnen häufig, am häufigsten die in unregelmässig polyedrische Gesteinsmassen. Doch findet man auch diabasische Gesteine mit ausgezeichnet säulenförmiger und kugelförmiger Zerklüftung. Naumann erwähnt prismatische Absonderung an einer Diabaskuppe bei der Schönfelser Schäferei in Sachsen, Sandberger und v. Klipstein beobachteten dieselbe bei Gräveneck in Nassau und Niederbiel unweit Wetzlar; die ausgezeichnetste säulenförmige Absonderung der Diabasgesteine, welche an Regelmässigkeit mit der vieler Basalte wetteifert, scheint aber diejenige zu sein, welche Hitchcock an den Grünsteinen des Connecticut-Thales in Nordamerica gewahrte, wo

namentlich im östlichen Theile des Deerfield-Berges sehr schöne deutlich gegliederte Säulen erscheinen, deren Glieder die auch an manchen Basaltsäulen beobachtete Eigenthümlichkeit zeigen, dass sie unten concav, oben convex sind; damit hängt zusammen, dass sie im verwitterten Zustande sich in lauter einzelne concentrisch-schaalig zusammengesetzte Kugeln auflösen (Report on the geology etc. of Massachusetts. Amherst 1838. 406). Die ausgezeichnetsten und regelmässigsten Kugelabsonderungen der diabasischen Gesteine sind diejenigen, welche Goldfuss und Bischof an mehrern Orten des Fichtelgebirges verbreitet fanden, wie bei Steben, Lichtenberg, Gottmannsgrün, Selbitz, vor allem schön aber an der Mühle von Weidesgrün unweit Schauenstein; ihr Durchmesser schwankt von ½ Zoll bis zu 8 Fuss, ihr Centrum ist ein harter und fester, verworren-krystallinischer Kern, durch die Verwitterung tritt eine sehr deutlich concentrisch-schaalige Zusammensetzung hervor. Sehr häufig haben sie sphäroidische Gestalt, und ihre Längsaxen verfolgen alsdann wohl parallele Richtung; sie sind durch bald mehr, bald weniger feinkörnige oder aphanitische Diabasmasse zu einem Gestein verbunden (vgl. Goldfuss und Bischof, physicalisch-statistische Beschreib. d. Fichtelgeb. 1817. I. 171 und Hoffmann, Uebers. d. orogr. u. geogn. Verh. v. N.W. Deutschland 1830. 429).

Unter allen Lagerungsformen, in welchen die diabasischen Gesteine auftreten, ist keine häufiger als die lagerartige; solche Diabaslager sind oft dem Nebengestein sehr regelmässig eingeschaltet und wechseln bisweilen mehrfach mit ihm ab. Manche davon dürften als deckenartige Ausbreitungen über die Oberfläche sedimentärer Schichten, welche abermals von sedimentärem Material überlagert wurden, zu betrachten, manche auch als sog. Lagergänge, als intrusive oder Injections-Lager zu deuten sein, welche nach unten zu alsdann alle mit Gängen in Verbindung stehen müssen. Ob überhaupt und wie weit solche Diabaslager als umgewandelte sedimentäre Schichten anzusehen sind, müssen noch nähere Untersuchungen darthun; die Möglichkeit einer Umwandlung von Grauwacke in Diabas ist allerdings wahrscheinlich, das Product eines solchen Metamorphismus würde indessen wohl niemals nach oben und unten derartig scharfe Grenzen aufweisen, wie sie die Diabaslager meistens zeigen. Bei der Betrachtung der genetischen Verhältnisse der gemengt-körnigen Massengesteine ist der Ort, um

auf die Frage nach der metamorphischen Natur der Diabaslager in ausführlicherer Weise zurückzukommen. Kuppen von Diabas, wenigstens solche, welche sich als ursprüngliche erweisen, sind im Ganzen selten, auch gehören deutliche Gänge nicht zu den häufigen Erscheinungen, obschon es an Beispielen für diese Lagerungsform keineswegs fehlt. Fr. Hoffmann erwähnt so drei Gangbildungen im Kalkstein des Fichtelgebirges, am Wege von Neila nach Schwarzenbach am Wald (circa 20 Fuss mächtig) und im Thal der Wald-Rodach, südwestlich vom Döbraberge (2 und 3 Fuss mächtig); zahlreiche Diabasgänge sind in Norwegen bekannt. Deutlich wahrnehmbare Spuren einer mechanischen Einwirkung der Diabase auf ihr Nebengestein, sowie eingeschlossene Fragmente durchbrochener Gesteine hat man bereits in mehrern Diabasgebieten beobachtet. Von dem stromförmigen Auftreten der Augitporphyre Südtyrols war schon oben die Rede.

Die Diabase zeigen eine weit grössere Verbreitung als die Diorite, wenn sie auch, gleich diesen, nicht in Form von grössern weit ausgedehnten Ablagerungen aufzutreten, sondern meist nur Gebirgsglieder von beschränktern Dimensionen zu bilden pflegen. Sie spielen ihre Rolle namentlich in der Uebergangsformation und da ist es besonders diejenige Deutschlands, wo sie vorzugsweise entwickelt zu sein scheinen: in den Lahngegenden Nassaus, in Westphalen, im Harz, in Sachsen, im Reussischen, im Fichtelgebirge, in Schlesien. Ausserdem kennt man Diabase und ihre Verhältnisse noch näher in Devonshire und in dem südlichen Norwegen.

In Nassau bilden die diabasischen Gesteine, deren Vorkommnisse sehr ausführlich von Stifft, F. Sandberger und Koch erforscht worden sind, Wechsellagerungen mit den verschiedenen Gliedern des Grauwacken- und Thonschiefergebirges, zumal in der Gegend von Dillenburg, sich bis nach Hessen hineinerstreckend. Diese Diabasablagerungen sind namentlich in hohem Grade merkwürdig durch die deutlichen Uebergänge, die hier aus ihren krystallinisch-körnigen, porphyrischen und aphanitischen Gliedern in die sog. Schalsteine (vgl. diese unter den klastischen Gesteinen) stattfinden, welche höchst wahrscheinlich als Diabastrümmergebilde zu betrachten sind. Die nach Art der massigen Gesteine abgesonderten aphanitischen Porphyre verlieren allmählich ihre Einsprenglinge, zahlreiche Kalkspathkörner stellen sich ein, während sich schieferige Textur

entwickelt und solche Kalkaphanitschiefer gehen alsdann in ächte Schalsteine über. Bei Weilburg lässt sich nach F. Sandberger der Uebergang aus Diabas in versteinerungsführende Diabasconglomerate, und aus diesen in Schalsteine leicht verfolgen. Sehr beachtenswerth sind auch die Beziehungen, worin manche Diabasschalsteine zu den devonischen Stringocephalenkalken stehen; man kennt die deutlichsten Mittel- oder Uebergangsglieder zwischen beiden, welche man je nach dem Vorherrschen des einen oder andern Materials als Schalsteinkalke oder Kalkschalsteine bezeichnet, Gesteine, welche wohl ohne Zweifel aus einer Vermengung von Diabasschlamm mit dem sich ablagernden Kalkstein hervorgegangen sind, und deshalb auch nicht selten Versteinerungen des Stringocephalenkalks umschliessen. Alle Verhältnisse deuten darauf hin, dass die Bildung dieser nassauischen Diabase mitten in die Zeit fällt, als die devonische Formation aus dem Meere sich absetzte, und dass das Emporsteigen der krystallinischen Gesteine von mächtigen Conglomerat- und Tuffbildungen begleitet war, deren Schlamm mit dem zugleich sich abscheidenden Kalk jene Zwischenglieder erzeugte, welche im Laufe der Zeit noch manchfachen Veränderungen unterlagen. Gänge von Diabas, von denen nur einer in der Gegend von Eibach erwähnt wird, sind in diesem Gebiet eine äusserst seltene Erscheinung. Innig mit der Ablagerung der Schalsteine und Kalksteine verbunden sind die Lager von Rotheisenstein, welcher meistens mit Quarz oder Kalkspath gemengt ist, z. B. von Aumenau, Weilburg, Dillenburg. Die Rotheisensteine bilden ebenfalls durch Mittelglieder Uebergänge in die beiden andern Gesteine, und umschliessen dieselben Versteinerungen, wie die Stringocephalenkalke.

Aehnliche Verhältnisse wiederholen sich in den meisten andern Diabasgebieten. In Westphalen zeigen nach v. Dechen die Labradorporphyre zwischen Giershagen und Berge gleichfalls ein lagerartiges Vorkommen in den Schichten des Grauwackengebirges und in offenbarster Abhängigkeit von diesen Labradorporphyren finden sich Diabasmandelsteine, Kalkaphanite, Schalsteine, welche dieselben Petrefacten führen, wie der benachbarte Schiefer, und Rotheisenlager; letztere erscheinen in der Regel als Grenzbildungen zwischen Thonschiefer und Kalksteinen und es bieten sich vollständige Uebergänge von dem Kalkstein durch petrefactenführenden kalkhaltigen Eisenstein in den Eisenstein selbst dar.

Am Harze besitzen die den Diabasen zugerechneten Gesteine eine verhältnissmässig grosse Entwicklung. Von Osterode bis nach Neustadt verläuft in einer Erstreckung von 3½ Meile ein Diabaszug, welcher nach Hausmann als ein lagerartiges Gebirgsglied aufzufassen ist, während man weniger mächtige Lager von geringerer Ausdehnung zwischen Mägdesprung und Falkenstein im Selkethal, zwischen Elbingerode und Treseburg, zwischen Wolfshagen und Goslar kennt. Auf das deutlichste verlaufen sie parallel dem Streichen der Devonschichten und stellen sich so als regelmässig eingelagerte Massen dar. Die harzer diabasischen Gesteine entwickeln grosse Verschiedenheit in der petrographischen Ausbildung: deutlich körnig gemengte, feinkörnige Diabase, Diabasporphyre, Aphanite, Kalkaphanite finden sich nicht selten in raschem Wechsel, abermals stellen sich auch hier die Diabasschalsteine ein, und wie in Nassau und Westphalen erscheinen wiederum Rotheisensteine namentlich auf der Grenze zwischen Diabas oder Kalkaphanit und den Schichtgesteinen. Der Kalkstein, welcher an den Kalkaphanit angrenzt, verläuft oft durch einen eisenoxydreichen Kalkstein in Rotheisenstein, z. B. bei Hüttenrode, Elbingerode, Rübeland. Selten sind auch hier deutliche gangförmige Gebirgsglieder von Diabas; nach Hausmann zeigen sich solche in den Bodegegenden und in dem Kalksteine von Rübeland. Derselbe Forscher bemerkt indessen, dass die Uebergangsschichten in der Nähe des Diabas verhältnissmässig steiler einfallen, und dass dort auch die Schichtenstörungen, die Biegungen, Stauchungen und Knickungen bedeutend häufiger und auffallender werden. Kieselschieferartige Gesteine und Wetzschiefer, Gebilde, welche als Contactmetamorphosen von Grauwacke und Thonschiefer erachtet werden dürften, finden sich häufig an der Grenze der Diabase.

Unweit Freiberg in Sachsen, in der Gegend von Seifersdorf und Langhennersdorf erscheinen ebenfalls Einlagerungen von Diabas in den Schichten der Grauwacke und des Thonschiefers, welche nach Schippau als Lagergänge aufzufassen sind, und mit einer Diabaskuppe zusammenhängen. Ebenfalls bei Planitz und Gospersgrün in der Umgegend von Zwickau.

In dem sächsischen Voigtlande und im Fichtelgebirge in Oberfranken gewinnen die Diabase und die mit ihnen zusammenhängenden Gesteinsglieder eine sehr ausgedehnte Verbreitung, namentlich

in den Umgebungen von Plauen, Nossen, Pausa, Hof, Steben, Selbitz, Berneck. Sie bieten ebenfalls sehr merkwürdige Verhältnisse dar: Grünsteinlager sind den Uebergangsschichten, Schieferschichten den Grünsteinmassen so ungestört eingeschaltet, dass wie Naumann sagt, »an einer gleichzeitigen, oder vielmehr an einer unmittelbar auf einander folgenden und mit einander abwechselnden Bildung der beiderlei Gesteine kaum zu zweifeln sein dürfte«. Andrerseits kennt man in diesen Gebieten ausgezeichnete und charakteristische Diabasdecken, welche sich in völlig unabhängiger Lagerung über den Schichtenköpfen der aufgerichteten sedimentären Gesteine ausbreiten. Auch Gänge sind mehrorts zu gewahren, wovon oben einige Beispiele angeführt wurden; im Rimlasgrunde bei Berneck findet sich über Kalkstein eine Diabasdecke abgelagert, welche nach unten zu mit einem drei Fuss mächtigen Diabasgange zusammenhängt, der durch den Kalkstein aufsteigt, Verhältnisse, welche an Wichtigkeit um so mehr gewinnen, je seltener sie in solcher Deutlichkeit zu beobachten sind. Bei Berneck setzen auch mehrere, wenig mächtige Diabasgänge im Grauwackenschiefer auf, in welchem sie sich hier und da verzweigen. Associationen mit kieselschieferartigen Gesteinen sind in dem sächsischen Voigtlande und den reussischen Landen eine sehr häufige Erscheinung; auch treten im Voigtlande und in Oberfranken abermals Kalksteinlager in inniger Verknüpfung mit Diabasen auf. Eine sehr grosse Ausdehnung besitzen in diesen Gegenden die Diabasbreccien und Diabastuffe, welche, fast immer deutlich geschichtet, zumal zwischen Elsterberg, Plauen und Hof ein förmliches Glied des Uebergangsgebirges bilden und aus einem schmutziggrünen dickschieferigen Gestein bestehen, welches zahlreiche grösstentheils eckige Fragmente von Diabasgesteinen in meist aphanitischer Ausbildung umschliesst; einerseits weisen sie allmähliche Uebergänge in massigen Diabas auf, andrerseits in feine, selten organische Reste umhüllende Diabaspsammite und Thonschiefer. Wie in Nassau haben hier wahrscheinlich Masseneruptionen stattgefunden, begleitet von mächtigen Tuffbildungen, welche das Material zu sedimentären Schichten hergaben und wobei sich der Diabasschlamm mit dem Thonschieferschlamm zu jenen Uebergangsgliedern vermengte.

Zahlreiche Vorkommnisse von Diabasgesteinen beherbergt das Silurbecken von Christiania, wo nach Kjerulf diese Gesteine bald

in Form von Decken oder Lagern, bald, und verhältnissmässig häufig in Form von Gängen auftreten, welche Thonschiefer und Kalkstein durchsetzen. Kjerulf beobachtete zwischen der Kirche von Asker und der Askers-Elv so viele Diabasgänge, dass sie einzeln zu zählen mühevolle Arbeit wäre; derselbe Diabas, der auf der Südspitze von Birkö bei Holmestrand sich zwei- oder dreimal lagerförmig zwischen den Kalksteinschichten verzweigt, ist an unzähligen Stellen in Gängen vorhanden (Christiania-Silurbecken 1855. 55). Keilhau sah, wie auf der unweit Holmestrand im Christianiafjord gelegenen Insel Langöe zahlreiche Gänge im Silurkalk aufsetzen, welcher auch Diabaslager einschliesst, von denen eines bald als Lager den Kalkschichten parallel läuft, dann sich aufrichtend dieselben als Gang durchschneidet. In den Diabasgängen von Eger und Sorgenfrie im südlichen Norwegen finden sich Gneissfragmente eingeschlossen. Die Trappdecke Westgothlands, welche sich weithin über die Silurschichten ausbreitet, und deren Reste sich in den Plateaus der Kinnekulle, des Hunnebergs u. s. w. darbieten, ist nach Axel Erdmann Diabas, von welchem oben Analysen mitgetheilt wurden.

De la Beche beschrieb die diabasischen Grünsteine, welche in der Uebergangsformation von Devonshire grosse Verbreitung besitzen, und z. B. bei Newton-Bushel, High-Week und Bickington deutlich ihr Hervortreten durch den Thonschiefer erkennen lassen, während man bei Buckfastleigh nicht minder deutlich ihren Durchbruch durch den devonischen Kalkstein beobachtet. An dem Steinbruch von Luscombe umschliesst der Diabas grosse meist schollenförmige Kalksteinfragmente, bei Kellan-Head Schieferfragmente, welche ein porzellanjaspisartiges Aussehen erlangt haben. An manchen Punkten bildet der Diabas verzweigte Verästelungen in den Thonschiefer hinein, wie am Vorgebirge Towan-Head, dann zwischen dem Chick-Rock und der Hollywell-Bay. Wie viel von jenen mit dem nicht minder berüchtigten als zur vorläufigen Bezeichnung nicht ungeeigneten Namen greenstone belegten Gesteinen Englands zu den ächten Diabasen zu zählen ist, müssen sorgfältige Untersuchungen darthun.

Die Labradorporphyre der Vogesen, z. B. von Ternuay, Belfaby, aus der Umgebung von Giromagny scheinen zwischen die Periode des Rothliegenden und des Vogesensandsteins zu fallen. Von den Augitporphyren des Fassathals war schon oben die Rede.

Nach v. Helmersen ist in dem russischen Gouvernement Olonez über den sedimentären Schichten eine horizontal gelagerte Decke von Grünsteinen ausgebreitet, welche wohl ebenfalls zu den Diabasen gehören.

Die von G. Rose benannten Augit- und Uralitporphyre des Ural, von denen wohl jedenfalls ein durch spätere Untersuchungen abzugrenzender Theil zu den Labradorgesteinen gehört, sind namentlich in den Umgebungen von Katharinenburg und Miask verbreitet; bei Bogoslowsk sind sie in 5 bis 6 Fuss dicke Kugeln abgesondert und umschliessen auch hier zahlreiche eckige Bruchstücke von Grauwacke; in ihren Gebieten liegen die berühmten Magnetberge Katschkanar, Wissokaja-Gora, Blagodat. Viele der »grünen Schiefer« dürften nach Naumanns Vermuthung als Mittelgesteine zwischen Schalstein und Diabas oder zwischen Grünsteintuff und Diabasschiefer zu betrachten sein.

Zwischen den Grauwackensandsteinen des Connecticut-Thales in Nordamerica sind nach Hitchcock Diabaslager oft von bedeutender Mächtigkeit ein häufiges Vorkommniss. In der Grauwacke des Staates Massachusetts kennt man auch Gänge, welche nach Jackson gleichfalls in den Schiefern, Gneissen und Graniten des Staates Maine vielverbreitet sind, wo an der Südspitze von Deer-Island der von einem Grünsteingang durchsetzte Thonschiefer an der Contactfläche theils zu einer weissen hornsteinähnlichen, theils zu einer schlackigen Masse umgewandelt sein soll. Andere Contactmetamorphosen, welche in einer Farbenveränderung, einer Ausbildung von Blasenräumen in dem angrenzenden Sandstein, sowie einer Verschmelzung desselben mit dem Grünstein bestehen, erwähnt Hitchcock von dem Grünstein des Rocky-Hill bei Hartford in Connecticut.

Ob die sog. Diabasporphyre in den venetianischen Alpen, von Rigolato und Sapada im Piava-Thal, deren Bildung nach Stur in die Muschelkalkformation fällt, so wie die anscheinend noch jüngern sog. Diabase von dem nördlichen Fusse der Stou- und Koschulla-Berge im östlichen Kärnthen in der That hierhergehören, verdient noch näher festgestellt zu werden.

Das Grundgebirge der Insel Palma (und auch noch anderer der Canaren), über welches sich die vulkanischen Bildungen ausgebreitet haben, besteht nach W. Reiss aus Diabasen in sehr verschiedener petrographischer Ausbildung und aus Hyperstheniten

(vgl. die Diabas- und Lavenformation der Insel Palma, Wiesbaden 1861), deren Alter er mit dem der ältesten Sedimentärformationen in eine Reihe zu stellen geneigt ist. v. Fritsch hält sie für jünger als die europäischen Diabase, gleichalterig mit den sog. Trappen der Faeröer oder den sog. Tescheniten Mährens (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 549); demnach würden es doleritische Gesteine sein.

G. Rose, über die Grünsteine, Poggend. Ann. 1835. XXXIV. 1.

Hausmann, Diabase des Harz, Ueber die Bildung des Harzgebirges 1842.

Streng, Labradorporphyre v. Elbingerode, N. Jahrb. f. Min. 1860. 397.

v. Dechen, Labradorporphyre der Ruhrgegenden, Karstens und v. Dechens Archiv XIX. 1845. 453; Verhandl. d. naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westph. XII. 1855. 196.

Oppermann, Dissertation über Schalstein und Kalktrapp. Frankfurt a. M. 1836.

Stifft, Diabase in Nassau, geogn. Beschreib. des Herzogth. Nassau. Wiesbaden 1831.

Sandberger, Diabase in Nassau, Uebersicht der geol. Verhältn. des Herzogth. Nassau, Wiesbaden 1847. N. Jahrb. f. Min. 1851. 150.

C. Koch, »die palaeozoischen Schichten und Grünsteine in den Aemtern Dillenburg und Herborn«, Jahrbücher des Ver. f. Naturkunde im Herzogth. Nassau 1858. 216 u. 238.

v. Klipstein, Diabase v. Wetzlar u. Nassau, Zeitschr d. d. geol. Ges. V. 516.

Naumann u. v. Cotta, Diabase Sachsens (Umgebungen von Freiberg, Zwickau, im Voigtlande), Geogn. Beschr. des Königr. Sachsens. Heft I. 63, Heft II. 307. 329.

v. Rosthorn u. Canaval, Schalstein in Kärnthen, N. Jahrb. f. Min. 1855. 584.

v. Richthofen, Augitporphyr Tyrols, Geogn. Beschr. der Umg. von Predazzo u. s. w. 1860 128.

Delesse, Diabase der Vogesen, Ann. des mines (4) XII. 1847. 195. 283. Uebersetzt und mit Anmerkungen versehen von Rammelsberg im Journ f. pr. Chemie XLIII. 417. XLV. 219.

Élie de Beaumont, Labradorporphyr (»Melaphyr«), der Vogesen, Explic. d. l. c. géol. d. l. Fr. I. 365.

Delesse, Mémoire sur la Variolite, Ann. des mines (4) XVII. 116.

Fournet, Variolit der Durance, N. Jahrb. f. Min. 1846. 365.

Scipion Gras, Spilit-Schalstein von Villard d'Arène in den franz. Alpen, Bull. de la soc. géol. XIII 93.

Delesse, Diabas von Annalong, Irland, Annales des mines 1858. (5) XIII. 374.

De la Beche, Diabase von Devonshire, Report of the geology of Cornwall, Devon and W. Somerset 1839. 68. 87.

Kjerulf, Diabase des südl. Norwegens, Christiania-Silurbecken 1855. 25 ff.
A. Erdmann, Diabase Westgothlands, Vaegledning till Bergarternas Kännedom 160.
Streng, Diabase Westgothlands, Zeitschr. der d. geol. Gesellsch. 1858. X. 174.
v. Helmersen, Diabase im Gouv. Olonez Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 565.
G. Rose, Augitporphyre und grüne Schiefer des Ural, Reise nach dem Ural II. 190. 544. 571. 578.
Hitchcock, Diabase des Connecticutthales, Report on the geology etc. of Massachusetts. 406.

Gabbro.

(Urgrünstein, serpentinartiger Granit, Zobtenfels, Diallagrock, Euphotide, Ophiolithe, Granitone, Granito di Gabbro.)

Der Name Gabbro ward zuerst 1810 von L. v. Buch angewandt (im Magaz. der Ges. naturf. Freunde zu Berlin IV. 128); der wahre Gabbro der Italiäner ist ein diallaghaltiger Serpentin.

Als Gabbro pflegt man ein granitähnlich-körniges Gemenge aus Labrador (oder Saussurit) und Diallag oder Smaragdit zu bezeichnen; die beiden erstgenannten Mineralien sind der feldspathige, die beiden letztgenannten der augitische Gemengtheil des Gesteins.

Der Labrador ist glänzend, weisslichgrau oder etwas ins bläulichviolette und besitzt in gröbern krystallinischen Körnern deutliche Zwillingsstreifung; vor dem Löthrohr ist er leicht schmelzbar und von concentrirter Salzsäure oder Schwefelsäure wird er vollständig zersetzt. Dass der krystallinische Feldspath des Gabbro wirklich Labrador ist, geht aus den Analysen von Delesse, Rammelsberg, vom Rath und Streng hervor; es schwankt darin der Gehalt an Kieselsäure von 50—55, Thonerde von 24—29, Eisenoxyd von 1—4, Kalk von 7—13, Magnesia von 0.5—1.5, Natron von 3—6, Kali von 1—3, Wasser von 2—4, das spec. Gew. von 2.7—2.84 (vgl. Delesse, Bull. de la soc. géol. (2) VI. 410 u. 550 und Ann. des mines (4) 1849. XVI. 323; vom Rath, Pogg. Ann. 1855. XCV. 538 und Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 246; Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 101; Streng, N. Jahrb. f. Min. 1862. 936).

Der Saussurit (Beudant, früher von Saussure Jade genannt) ist ein Mineral, dessen eigentliche Natur noch immer nicht nach

allen Seiten hin genügend erkannt ist; er ist vorwiegend dicht, matt oder nur wenig glänzend, meist graulich- oder grünlichweiss auch bläulichweiss, vor dem Löthrohr nur ungemein schwer schmelzbar und wird durch Säuren nicht angegriffen. Die Frage, ob der Saussurit ein Feldspath oder ein etwa dem Zoisit oder Mejonit nahestehendes Mineral sei, ist noch unentschieden, es scheinen verschiedene, in ihrer dichten Beschaffenheit ähnliche Mineralien mit diesem Namen belegt worden zu sein. G. vom Rath untersuchte einen »Saussurit« von Neurode in der schlesischen Grafschaft Glatz und fand darin: Kieselsäure 50.84; Thonerde 26.00; Eisenoxyd 2.73; Kalk 14.95; Magnesia 0.22; Natron 4.68; Kali 0.61; Glühverlust 1.21, welches sehr nahe die Zusammensetzung des Labrador ist, mit dem auch Spaltbarkeit, Härte und Zwillingsbildung übereinstimmt, während das spec. Gew. die Höhe von 2.998 erreicht (Poggend. Ann. 1855. XCV. 555). Sehr gut stimmt damit die Analyse eines Saussurit vom Zobtenberge in Schlesien von Chandler (Liebig u. s. w. Jahresbericht 1856. 858) mit Kieselsäure 51.76; Thonerde 26.82; Eisenoxyd 1.77; Kalk 12.96; Magnesia 0.35; Natron 4.61; Kali 0.62; Glühverlust 0.68; er unterscheidet sich nur durch sein geringeres spec. Gew. von 2.79; gleichfalls eine alte Analyse eines Saussurit vom Ufer des Genfer-Sees durch Klaproth (Beiträge IV. 271), welcher aber 3.20 wiegt. Diese Saussurite, denen sich ein grünlichweisser von Hunt untersuchter aus der Schweiz anschliesst, können noch am ehesten als Feldspathe und zwar als Labradore betrachtet werden; in allen ist auch das Sauerstoffverhältniss von $\underline{\ddot{R}} : \ddot{S}i = 1 : 2$, wie beim Labrador; dagegen stehen die Monoxyde und Sesquioxyde nicht in dem dem Feldspath eigenthümlichen Sauerstoffverhältniss 1 : 3, sondern es ist immer mehr Monoxyd vorhanden, als dies Verhältniss erfordert, auch übersteigt das spec. Gewicht beträchtlich das des Labrador. Daneben gibt es nun auch eine Anzahl von andern Saussuriten, welche einen niedrigern Kieselsäuregehalt aufweisen; so fand Boulanger in einem aus dem Orezza-Thal in Corsica nur 43.6 (Ann. des mines (3) VIII. 159), Sterry Hunt in einem bläulichweissen vom Monte Rosa nur 43.59 Kieselsäure (Amer. journ. of sc. (2) XVII. 336), welcher Kieselsäuregehalt mehr mit dem des Anorthit übereinstimmt; hierher gehört auch ein von Boulanger untersuchter grünlichweisser vom Mont-Genèvre, sowie ein von J. Fikenscher

analysirter vom Genfer-See (Journ. f. pr. Chem. LXXXIX. 456). Diese Saussurite mit niederm Kieselsäuregehalt geben das Sauerstoffverhältniss $\dot{R} : \dddot{\underline{R}} : \dddot{Si} = 1 : 2 : 3$ ziemlich genau und können wohl auf keine Weise als Feldspathe betrachtet werden. Hunt hat darauf hingewiesen, dass dies das Sauerstoffverhältniss des Zoisit sei und er betrachtet den Saussurit in der That als einen dichten Zoisit, welcher kleine Mengen von Magnesia und Natron enthält, den Saussurit-führenden Gabbro also gar nicht als ein Feldspathgestein; mit der Zoisitnatur stimmt alsdann auch das hohe spec. Gewicht, welches er bei dem vom Monte Rosa zu 3.365 fand; der vom Mont-Genèvre wiegt dagegen nach Boulanger nur 2.65; zu beachten ist übrigens, dass auch das spec. Gewicht des offenbaren Labrador-Saussurit vom Raths das des Labrador sehr bedeutend übersteigt. Auch dem Mejonit ist jenes Sauerstoffverhältniss eigen und der von Boulanger untersuchte Saussurit vom Mont-Genèvre hat nach Hunt Zusammensetzung und spec. Gewicht des Mejonit. Fikenscher nimmt aus dem Umstand, dass der Saussurit vom Genfer See nicht, wie der Zoisit nach dem Glühen gelatinirt, Veranlassung, ihn als ein ganz selbständiges Mineral zu betrachten. Descloizeaux macht gleichfalls auf die grosse Aehnlichkeit aufmerksam, welche zwischen der Zusammensetzung der kieselsäureärmern sog. Saussurite vom Val Orezza auf Corsica, vom Mont-Genèvre, vom Monte Rosa und zwischen derjenigen der Mejonite, namentlich des Strogonowit besteht (Manuel de minér. I. 1862. 212).

Nur den Saussurit der ersten Art und selbst von diesem einen Theil nur mit Vorbehalt scheint man als Gemengtheil (Labrador-Saussurit) des Gabbro annehmen zu dürfen. Gesteine, welche einen der zuletzt erwähnten Saussurite, die mit grösster Wahrscheinlichkeit keine Feldspathe sind, oder ihnen ähnlichen führen, haben demnach keinen Anspruch auf den Namen Gabbro, wenn man diesen nicht auf jedwede Mineralcombination mit Diallag oder Smaragdit ausdehnen will; die Combination dieser Mineralien mit dem Zoisit- oder Mejonit-Saussurit, wird unten bei den feldspathfreien Gesteinen nochmals aufgeführt werden.

Der Diallag ist eine Varietät des Augit, die sich krystallographisch durch die sehr vollkommene Spaltbarkeit parallel der Querfläche auszeichnet, welche die des Prismas bei weitem übertrifft; auf dieser Fläche erscheint ein deutlicher perlmutterartiger

Metallglanz; der Diallag bildet blätterige graue, tombakbraune oder schmutzigölgrüne tafelartige Krystalle, mitunter ist ein und derselbe Krystall an verschiedenen Stellen verschieden gefärbt. Der Diallag des Gabbro führt mehr oder minder genau auf die Formel $\dot{R}\,\ddot{Si}$ und enthält durchschnittlich im frisch erscheinenden Zustande 50—53 Kieselsäure, 2—4 Thonerde, 18—21 Kalk, 16—18 Magnesia, 8—9 Eisenoxydul und 1—3 Wasser, das spec. Gew. schwankt zwischen 3.2 und 3.26. Bisweilen sind, worauf Quenstedt aufmerksam macht, die Diallagtafeln mehrere Quadratzoll gross und werden unregelmässig von Labrador durchbrochen, ohne sich im mindesten in der Richtung ihres Blätterbruchs stören zu lassen, eine Erscheinung, wie beim Schillerspath an der Baste im Harz. Die Diallagtafeln werden mitunter an ihren Rändern von einer starkglänzenden, schwärzlichen, grünlichen oder bräunlichen, faserigen Hornblenderinde umzogen und es zeigt sich alsdann, dass die Hauptaxen und Hauptspaltungsflächen beider Mineralien parallele Lage besitzen; solches beobachteten Köhler und Streng am Gabbro von der Baste bei Harzburg, G. Rose an dem vom Dorf La Prese zwischen Bormio und Tirano im Veltlin. In dem Gabbro des Harzes dringt nach Streng mitunter die Hornblende auf kleinen Spältchen und Rissen, diese umsäumend, in die Diallagmasse ein; zuweilen greifen beide Mineralien auf eine noch verwickeltere Weise in einander — wie Hausmann treffend bemerkte, mosaikartig ineinandergefugt — so dass oft ein Diallagkrystall braun gestreift erscheint von Hornblendekrystallen, die parallel seinen eigenen Fasern in ihm eingewachsen sind. Der Diallag in dem Gabbro von Odern, Vogesen, zeigt nach Delesse zugleich die Spaltbarkeit von Augit und Hornblende, weshalb er ihn mit dem Uralit vergleicht.

G. Bischof vermuthete, dass der Diallag kein ursprüngliches Mineral, sondern ein umgewandelter Augit sei; da die meisten Umwandlungen der Augite in einer Verdrängung der Kalkerde durch Magnesia bestehen, so sei die Möglichkeit, dass auch die Diallage aus Augiten hervorgegangen seien, nicht zu bezweifeln, womit auch ihr Wassergehalt übereinstimme (Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. II. 654); letzterer ist übrigens nicht so unverhältnissmässig hoch. Streng zog für den Gabbro des Harzes gleichfalls den Schluss, dass der Diallag ein Umwandlungsproduct des Augit sei; darauf deute ausser dem Wassergehalt des Diallag und der bisweilen be-

obachteten Erscheinung, dass ein und dasselbe Krystallindividuum am einen Ende aus Diallag, am andern aus Augit bestehe, während der mittlere Theil alle Uebergangsstadien aus dem einen Mineral in das andere darbiete, auch der Umstand, dass da, wo der Augit seinen Glasglanz zum Theil verloren hat, meist auch Diallag neben ihm vorkommt. Diese Umwandlung muss mit einer Aufnahme von Eisenoxydul und Wasser und mit einer Fortführung von Kalkerde verbunden gewesen sein. Räthselhaft bleibt es indessen bei dieser Auffassungsweise, dass so häufig beide Mineralien, mit allen charakteristischen Eigenschaften begabt, ohne jedweden Uebergang neben einander vorkommen und scharf von einander getrennt sind.

Aus der Verwachsung von Hornblende einerseits mit Diallag, andererseits mit Augit folgert derselbe Forscher, dass hier eine Umwandlung der letztern Mineralien in Hornblende vorliege; möglich ist eine solche Umwandlung allerdings, wenn aber Streng hinzufügt, »der Augit ist früher dagewesen, als die Hornblende, also letztere aus ersterm entstanden«, so erscheint ein solcher Schluss nicht ganz gerechtfertigt; auf solche Gründe gestützt, müsste man auch den die Orthoklaskrystalle umsäumenden Oligoklas als ein Umwandlungsproduct betrachten; bei den mit den Smaragditen grosse Analogie darbietenden Perthitkrystallen wird man auch weder eine Umwandlung von Orthoklas in Albit noch von Albit in Orthoklas annehmen wollen. Die scharfen Grenzen, die bei solchen Umhüllungen und abwechselnden Verwachsungen erscheinen, sprechen bei weitem mehr für ursprüngliches Um- und Nebeneinanderkrystallisiren, als für Umwandlungsprocesse. Bei den von einem wasserärmern Hornblenderand umgebenen wasserreichern Diallagkrystallen müsste der unwahrscheinliche Fall gedacht werden, dass entweder der ursprüngliche Augit in seinem Kern mehr Wasser aufgenommen habe, als an seinem Rande, oder dass am Saum der Diallagkrystalle eine Wasserabscheidung stattgefunden habe.

Der Smaragdit erscheint in grasgrünen, perlmutterglänzenden Körnern, schön z. B. in dem corsicanischen Gabbro, welcher von den Artisten Verde di Corsica genannt wird. Haidinger hat gezeigt (Gilberts Annalen LXXV. 381), dass die meisten Smaragdite aus abwechselnden dünnen Lamellen von Hornblende und Augit zusammengesetzt werden, welche so verwachsen sind, dass die Hauptaxen und Hauptspaltungsflächen der lamellaren Individuen parallel

sind. Es ist dies dieselbe Verwachsung, wie jene von Hornblende mit Diallag (vgl. G. Rose in Poggend. Ann. XXXI. 609 und Reise nach dem Ural II. 354, wo darauf hingewiesen wird, dass weil der Querschnitt der Smaragditkrystalle ein augitischer sei, dieselben zu dem Uralit gehören dürften). Fast überall, wo sich in dem Gabbro des Harzes Augit findet, ist derselbe nach Strengs Beobachtungen mit einem dunkelbraunen oder smaragdgrünen faserigen, starkglänzenden Hornblenderande umgeben; auch durch die ganze Masse finden abwechselnde Verwachsungen statt, an grossen Krystallen erscheint einmal der Winkel des Augit, ein andermal der der Hornblende.

Die den grauen Diallag und die den grasgrünen Smaragdit führenden Diallag-Gabbros und Smaragdit-Gabbros lassen sich petrographisch gut auseinander halten und sind auch, worauf Naumann aufmerksam macht, räumlich meist getrennt; so findet sich um den Monte-Rosa fast nur der erstere, in Oberitalien fast nur der letztere. Streng erweitert in seiner ausführlichen Abhandlung über den Gabbro des Harzes den Begriff dieses Gesteins, indem er dazu auch Labrador-Hypersthen- und Labrador-Augitgesteine zählt. Sterry Hunt ist geneigt, nur das aus Saussurit und Diallag bestehende Gestein als wahren Gabbro anzuerkennen, von dem das aus Labrador und Diallag zusammengesetzte als etwas vollständig fremdartiges zu trennen sei (Amer. journ. of science (2) XXV. 437).

Die Art des Gemenges der Gabbromineralien ist meist eine völlig regellose, granitische; namentlich wenn in dem Gabbro der Labrador vorherrscht, ist ihm ein deutlich körniges Gefüge eigen. Gewöhnlich ist der Labrador in dem Gabbro überwiegend herrschend; wegen der grossen Flächen, die man bei der vollkommenen Spaltbarkeit des Diallag in einer Richtung sehr leicht beim Zerschlagen des Gesteins erhält, scheint zwar die Menge desselben oft viel grösser als die des Labrador zu sein, doch ist dies Verhältniss kein wirkliches, da die Diallagblätter meist nur geringe Dicke besitzen. Ist der Saussurit in grosser Menge vorhanden, so wird das Gestein oft feinkörnig dicht, oder porphyrartig; der porphyrartige Gabbro wird meist durch eine scheinbar dichte Saussuritgrundmasse hervorgerufen, in welcher grosse Diallagtafeln liegen (Baumgarten bei Frankenstein in Schlesien; Diallagindividuen, welche die Länge von ½ Fuss erreichen, kommen nach L. v. Buch

bei Saass am Monte-Rosa, nach Majendie und Davy bei Coverack-Cove in Cornwall vor). Bisweilen ist der Gabbro schieferig oder flaserig ausgebildet, indem feinkörniger Diallag in Lagen oder Flasern mit dem ebenfalls kleinkörnigen Labrador abwechselt; derlei Gesteine bieten sich dar nach Beudant (Euphotide schistoide) in Ungarn bei Olah-Pataka und am Sajo bei Dobschau, sowie nach Naumann bei Siebenlehn und Rosswein in Sachsen. Variolitischen Gabbro (Euphotide variolitique) könnte man mit Naumann (Geognosie I. 575) einen kleinkörnigen Gabbro nennen, dessen Masse runde weisse Flecken eines leicht schmelzbaren Minerals (eines dichten Labrador) enthält, und welcher nach Brongniart bei Pietramala auftritt.

Serpentin erscheint sehr häufig als Umwandlungsproduct der Gemengtheile, wohl vorwiegend des augitischen; Brongniart nannte diesen serpentinreichen Gabbro Euphotide ophiteuse, wie er z. B. bei Briançon in den französischen Alpen, im Saasser Thal im Wallis, am Monte Ferrato bei Florenz sich findet. In allen Vogesengabbros ist der Serpentin ein häufiges Vorkommniss, entweder als kleine Aederchen das Gestein durchziehend, oder kleine Knötchen in oder zwischen den andern Gemengtheilen bildend, welche durch Serpentinschnürchen mit einander verbunden sind; er nimmt an Quantität zu, bis er fast das Uebergewicht erlangt.

Von den eigentlichen accessorischen Gemengtheilen tritt Hornblende nicht nur in der oben erwähnten randlichen Verwachsung mit Diallag, sondern auch in selbständigen dunkelbraunen bis schwarzen Krystallen auf; so im Harz, an den Manacle-Rocks in Cornwall, bei La Prese im Veltlin, am Ufer des Fiumalto in Corsica. Glimmer in tombakbraunen Blättern im Harz, bei Evanger im norwegischen Bergenstift. Streng vermuthet, dass in den harzer Gabbros der braune Glimmer ein Umwandlungsproduct von Augit, Hornblende und Diallag sei. Talk nach Brongniart sehr häufig in den Gabbros zwischen Genua und Savona. Delesse beobachtete ihn in mikroskopischen Blättchen, welche die andern Gemengtheile, namentlich den Feldspath, durchdringen, allgemein verbreitet in dem Gabbro von Odern (Vogesen); sie treten besonders nach einer Calcination oder Behandlung des Gesteins mit Salzsäure hervor. Epidot am Monte-Rosa; Strahlstein; rother Granat zwischen Gudvang und Simlenaes, sowie zwischen Bergen und Turnes in Norwegen,

nach L. v. Buch. Titaneisenerz am Harz zwischen Neustadt und Oderkrug, bei Gwendra und St. Keverne in Cornwall; aus dem bei Menachan vorkommenden Gabbro stammt der von Werner Menakanit genannte Titaneisensand. Magnetkies, Eisenkies bisweilen eingesprengt. Kalkspath in Nestern und Trümern erwähnen Brongniart (Euphotide calcarifère) von Rochetta, L. v. Buch von Covigliano. Germar und Brongniart führen den Quarz als accessorischen Gemengtheil des Gabbro vom Harz und des Gabbro zwischen Genua und Savona auf, G. Rose stellt sein Auftreten als ursprüngliches Mineral in Abrede; doch gedenkt seiner neuerdings wieder Streng bei dem harzer Gabbro. Quarzschnüre beobachtete Delesse in den Gabbros der Vogesen, unregelmässig begrenzte, ausgeschiedene Quarzmassen Streng im Radauthal im Harz, dünne Quarzlagen L. v. Buch bei Barnestagen im Bergenstift.

Der Gabbro braust hier und da mit erwärmter Salzsäure, was auf einen Gehalt an Carbonaten (wahrscheinlich kohlensaurem Kalk und kohlensaurem Eisenoxydul) schliessen lässt; der Gabbro von Harzburg enthält weder im mehr noch im weniger verwitterten Zustande kohlensauren Kalk.

I. Radauthal bei Harzburg, kleinkörnig; Keibel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 573.

II. Von der Südgrenze der Ablagerung im harzer Radauthal an der nach dem Torfhause führenden Landstrasse, mit vorherrschendem frischem, weissem oder farblosem, glänzendem Labrador, dunkelgrünem bis graugrünem, matt perlmutterglänzendem Diallag, ziemlich viel Titaneisen und Magnetkies, höchst seltenen Quarzkörnchen. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1862. 962.

III. Neurode in der Grafschaft Glatz (»feinkörniger Hypersthenit«); vom Rath, Poggend. Annal. XCV. 1855. 547.

IV. Neurode, kleinkörniges Gemenge von Saussurit und Uralit mit ausgeschiedenen 1 — 2''' grossen Saussuriten (»Grünstein«); vom Rath ebendas. 558.

V. Thiergarten bei Dillenburg in Nassau, kleinkörnig mit Labrador und Diallag. C. Koch, Jahrb. d. Ver. f. Naturk. in Nassau XIII. 1858. 123.

VI. Innthal zwischen Martinsbruck und Remus, Labrador graulichweiss, überwiegend, Diallag grünlich; Bunsen, Mittheil. an Roth 1862.

VII. »Gabbro« von Lofthus in Snarum, Labrador violett, Augit und Hornblende grün, der wenige Glimmer tombakbraun; Kjerulf, N. Jahrb. f. Min. 1862. 144.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	49.14	53.65	50.08	49.73	43.5	51.35	53.76
Thonerde	15.19	20.77	15.36	13.07	17.2	19.82	13.35
Eisenoxyd	5.88	0.98	—	—	10.8	—	11.59
Eisenoxydul	9.49	7.61	6.72	15.35	—	14.95	—
Kalk	10.50	9.16	14.90	10.24	11.2	3.51	6.92
Magnesia	6.64	1.57	9.99	6.77		4.14	7.22
Kali	0.28	1.61	0.29	0.55	10.0	2.52	0.30
Natron	2.26	3.33	1.80	3.23		3.69	1.70
Glühverlust	0.52	1.33	1.27	0.82	3.4	—	3.70 T̈i
	99.90	100.01	100.41	99.76	96.1	99.98	98.54

I enthält noch Manganoxydul 0.05; Chlorcalcium 0.11; Fluorcalcium 0.09; Phosphorsäure 0.81. V Eisenkies 2.3; Kohlensäure und Verlust 1.16. Keibel berechnete für I folgende Zusammensetzung: Labrador 52.15; Diallag 37.81 (ausserordentlich eisenoxydulhaltig); Apatit 1.96; Magneteisen 8.52. In II muss der überwiegende Labrador verhältnissmässig alkalireich sein, da von dem geringen Gehalt von 1.57 Ṁg noch ein Theil auf den Labrador kommt; der hohe Kieselsäuregehalt — ungefähr dem des Labrador gleichkommend — deutet auf die Gegenwart von Quarz hin, ebenso in VII. In der grobkörnigen Varietät von III hält vom Rath das den Labrador begleitende schwarze Mineral für Hypersthen, weil ausser den Spaltungsrichtungen parallel den Abstumpfungen der Augitsäule (wovon diejenige parallel der Querfläche sehr vollkommen, die parallel der Längsfläche faserig ist) auch noch die Flächen der Augitsäule selbst, wenn auch schwach als Spaltungsrichtung hervortreten, während die grünen Diallage anderer dortiger Varietäten dieser Spaltungsrichtung entbehren. Auf diese geringen Differenzen in dem Blätterbruch, sowie auf das etwas grössere spec. Gewicht des »Hypersthen« scheint man aber dem Umstande gegenüber kein Gewicht legen zu dürfen, dass die chemische Zusammensetzung des schwarzen »Hypersthen« (a) und des grünen Diallag (b) eine so nahe übereinstimmende ist, dass ihre Substanz als identisch gelten muss; so beträgt beispielsweise die Kieselsäure in a 51.78, in b 50.00; Kalk in a 20.04, in b 21.11; Magnesia in

a 15.58, in b 15.87. Ein ächter Hypersthen kann dies schwarze Mineral mit seinem grossen Kalkgehalt nicht sein, denn dieser übersteigt in den Analysen eigentlicher Hypersthene nicht 5 pct. und es scheint daher dasselbe gleichfalls als ein etwas eisenoxydulreicherer Diallag gelten zu müssen. Descloizeaux hat überdies durch optische Untersuchungen neuerdings nachgewiesen, dass der »Hypersthenit« von Neurode und Volpersdorf nur mit Unrecht so genannt wird, indem er gar keinen Hypersthen enthält. Während vom Rath bei zweien mit Diallag verbundenen Feldspathen von Neurode ein Sauerstoffverhältniss fand, welches dem von 1:3:6 so nahe kommt, dass an der Labradornatur derselben kaum ein Zweifel gestattet ist, indem der eine 1.02:3:5.87, der andere 1.08:3:5.91 ergab, suchte Websky aus krystallographischen Gründen darzuthun, dass der weisslichgraue interessante Zwillingsverwachsungen darbietende Feldspath, welcher mit grünen und braunen Diallagen und Serpentin verbunden ist, Anorthit sei, indem der Winkel zwischen dem ersten und zweiten Blätterbruch 86° betrage, was mehr mit Anorthit (bei welchem man diesen Werth zwischen 85° 35′ und 85° 50′ fand) als mit Labrador stimme (bei welchem jener zwischen 86° 25′ und 86° 40′ liege) und weil an den Krystallen auch die Querfläche auftrete; vielleicht sind verschiedene Feldspathe mit dem Diallag verbunden. Aus den Untersuchungen des letztern Forschers ergab sich, dass die optischen Verhältnisse des grünen auf den Spaltungsflächen diamantglänzenden Diallag etwas von denen anderer Diallage und des Diopsid verschieden sind, und dass hier und da in spärlicher Menge Lamellen von haarbraunem, etwas ins violette ziehendem Hypersthen in den Diallag eindringen; ausserdem führt das Gestein accessorisch rhomboedrische Eisenglanz- oder Titaneisenkrystalle und wasserhelle mikroskopische Apatitsäulchen (Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. XVI. 1864. 530).

In IV berechnete vom Rath 43.54 Saussurit und 56.31 Uralit. In VI befremdet der ausserordentlich niedrige Kalkgehalt: aus Labrador und Diallag allein kann dies Gestein unmöglich bestehen. VII, in welchem kein Diallag angegeben wird, ist vielleicht gar kein Gabbro, sondern ein diabasisches Gestein. Delesse fand in einem, gewöhnlich als Gabbro bezeichneten Gestein vom Mont-Genèvre im Dép. der Hochalpen Kieselsäure 45.00; Thonerde und

Eisenoxyd 26.83; Kalk 8.49; Magnesia und Alkalien 13.90; Wasser und Kohlensäure 5.78; es ist dies dasselbe Gestein, aus welchem der oben erwähnte Saussurit stammt und gehört daher, da dieser kein Feldspath zu sein scheint, nicht dem Gabbro an.

Das spec. Gewicht beträgt bei I 3.081, bei II 2.82, bei III 2.917, bei IV 3.055; bei einem aus Labrador, Smaragdit und Talk bestehenden Gabbro aus Corsica (Verde di Corsica) 3.10.

Aus der Vergleichung frischer und verwitterter Gabbros des Harzes zog Streng, welchem wir eine grössere Anzahl von Analysen solcher Gesteine aus dem Harz verdanken, den auf das Unverändertgebliebensein der Thonerde basirten Schluss, dass der Verwitterungsprocess mit einer Wasseraufnahme eingeleitet wurde, indem sich gleichzeitig ein grosser Theil des Eisenoxydul in Eisenoxyd verwandelte, dass ferner ein kleiner Theil Kalk und Magnesia fortgeführt wurde, während das Kali unverändert blieb, wogegen eine Anreicherung von Kieselsäure und Natron eintrat.

Häufig ist der durch chemische Umwandlung hervorgebrachte Uebergang des Gabbro in Serpentin beobachtet worden, ja es mag fast keine grössern Gabbromassen geben, mit denen nicht Serpentin vergesellschaftet wäre (vgl. I. S. 326); ein anderes Zersetzungsproduct des Gabbro ist die Walkerde (s. d.). Die Uebergänge in Diorit und Granit indessen, welche man von einigen Orten anführt, beruhen wohl nur auf einer irrthümlichen Bestimmung.

Der körnige Gabbro ist meistens ein massiges, polyedrisch abgesondertes Gestein, der schieferige Gabbro zeigt aber an den oben erwähnten Punkten seines Vorkommens eine deutliche Schichtung. Mächtige Stöcke und Gangstöcke sind die Form, in welcher die Gabbrogesteine zumeist erscheinen. Eine deckenartige Ausbreitung, wie sie der Basalt zeigt, hat man bis jetzt nicht an ihnen beobachtet, überhaupt treten sie vorzugsweise nur als wenig ausgedehnte Gebirgsglieder auf.

Am Harz ist der Gabbro z. Th. von den Grauwacken und Thonschiefern der Uebergangsformation, z. Th. von Graniten und Gneissen begrenzt, und wird von Granitgängen durchsetzt (oberhalb der Einmündung des Hasselbachs in die Ecker nach Hausmann); nach Jasche setzen dagegen auch Gabbrogänge im Granit auf; am Fuss des Brockens zwischen Neustadt und dem Oderkruge; im Radauthale bei Harzburg, wo er nach Hausmann Fragmente eines

petrefactenführenden quarzitähnlichen Sandsteins umschliesst (Bildg. d. Harzgeb. 35). In Nassau um Dillenburg und Herborn bildet der Gabbro zahlreiche Stöcke und Gänge; seine Ablagerung scheint zwischen die Bildung der obern devonischen und der Culm-Schichten zu fallen. Bei Ehrenbreitstein, gegenüber Coblenz, beobachtete Nöggerath einen mindestens 40 Fuss mächtigen Gabbrogang in der Grauwacke; der vorwaltende Feldspathgemengtheil ist schmutzig-lichtgrün, fettglänzend, meist dicht und splitterig, nur bisweilen sind gestreifte krystallinische Flächen wahrnehmbar. Neben dem diallagartigen Gemengtheil finden sich noch viele Magneteisenkörnchen und spärliche tombakbraune Glimmerblättchen; es ist noch näher zu entscheiden, ob dieses Gestein in der That Gabbro ist. In Schlesien bildet Gabbro den fast 2200 Fuss hohen Zobtenberg; bei Neurode, Volpersdorf, Ebersdorf setzt er eine ¾ Meile lange und fast ¼ Meile breite Masse zusammen (Zobel und v. Carnall in Karstens Archiv 1831. 61). In Sachsen liegt das Gabbrogebiet von Rosswein auf der Grenze von Glimmerschiefer und Granulit, das von Siebenlehn zwischen Thonschiefer und Gneiss; bei Meinsdorf und Callendorf finden sich kleinere Gabbromassen im Granulit. In Böhmen beobachtete v. Hochstetter in der Umgegend von Ronsperg bei Wottawa am rothen Berg und bei Wonischen am Futschaberg ausgezeichneten Gabbro mit handgrossen, oft mit Hornblende umrandeten Diallagkrystallen in der körnigen Labradormasse; er kommt hier in den zwischen Gneiss und Thonglimmerschiefern eingelagerten Hornblendeschiefern vor. Langenlois bei Krems in Oesterreich. Bei Dobschau in Ungarn bildet der Gabbro im Glimmerschiefer Stöcke, in denen sich nach Beudant Kupfer-, Kobalt- und Nickelerze in bedeutenden stockartig eingelagerten Nestern finden.

In den Vogesen erscheint der Gabbro in der Gegend von Odern und von Felleringen. Am Thalhorn bei Odern, auf dem Gipfel des Drumont auf dem rechten und bei Steinlebach auf dem linken Ufer der Thur ist er eng mit Serpentin verknüpft, so dass kaum eine Grenze gezogen werden kann; die Gabbros bilden Gänge im Uebergangsgebirge.

In Norwegen bei Jerkin ist der Gabbro auf Glimmerschiefer gelagert und von Granit bedeckt; im Throngebirge zwischen Roeraas und Foldal am linken Ufer des Glommen; südlich von Bergen die

ganze Bergreihe bildend, welche an der rechten Seite des Samnangerfjord gegen 2 Meilen weit hinzieht; am Nordcap (Leonh. Char. d. Fels. I. 137). Ausgezeichneter Gabbro erscheint nach Hjortdahl und Irgens südöstlich vom Endestad-See unweit des Högdalsfjord im Nordre-Bergenhus-Amt. In Cornwall tritt im östlichen Theile der Halbinsel Lizard, auf das innigste mit Serpentin verbunden, Gabbro auf, welcher nördlich bis Porthoustock und Tregidden reicht und auf der südlichen Grenze beider Gesteine bei Coverack-Cove sieht man deutlich wie der Gabbro Ramificationen in den Serpentin aussendet; ganz dieselbe Durchsetzung gewahrt man bei dem Gabbrogang, welcher sich südlich von der Hauptmasse von Careg-Looz nach Goonhilly-Downs erstreckt. Bei Landewednack sind Gabbrogänge zu beobachten, welche den Hornblendeschiefer und den darüber liegenden Serpentin durchsetzen.

In den Alpen ist der Gabbro vielorts verbreitet: In der Dauphinée bei Briançon und La Grave; Val Tornanche; Graue Alpen am Berge Mussinet bei Turin; Saasser Thal in der Monte-Rosa-Kette, im Gebiet des Glimmerschiefers und Kalkglimmerschiefers des obern Wallis. Graubündtner Alpen an der Cimultkette, namentlich von Marmorera aus im Gebiete des Thonschiefers. In den ligurischen Alpen im Gebiet des Lias und Quadersandsteins zwischen Genua und Savona. In der Umgegend von Florenz und Prato (Monte Ferrato, Pietra-mala, wo der Gabbro Fragmente von Fucoidenkalkstein umschliesst u. s. w.) und an der Küste südlich von Livorno. Ueberall ist hier der Gabbro eng mit Serpentin vergesellschaftet und scheint erst nach der Kreideformation hervorgetreten zu sein, so dass die Eruptionsepochen des Gabbro sich als sehr verschieden erweisen; auf Corsica zwischen Corte und der Meeresküste in den Bergen von San Piedro de Rostino. Auf der Insel Cypern ist nach Unger der Gabbro sehr verbreitet; nach Hawkins soll der altberühmte Kupferbergbau der Gegend von Famagusta im Gabbro geführt worden sein.

Junghuhn erwähnt Gänge von »Gabbro«, welche auf Java bei Tjibulakan Glieder der Tertiärformation durchsetzen (Java III. 243).

L. v. Buch, Reise nach Norwegen I. 476; II. 84. Berliner Magaz. IV. 128; VII. 234.

Germar, Taschenb. für Miner. XV. 25.

A. Brongniart, Annales des mines VI. 177.

G. Rose, über den G., Poggend. Annal. 1835. XXXIV. 16.

Sterry Hunt, Gemengtheile des G., Am. journ. of sc. (2) XXV. 437.
Sterry Hunt, Allgem. üb. G., Am. journ. of sc. (2) XXVII. 1859. 336.
Hausmann, G. d. Harzes, Ueber d. Bildung d. Harz-Gebirges 16 ff.
Jasche ebendar., Die Gebirgsformationen der Grafschaft Wernigerode 1858.
Rammelsberg, G. von der Baste (Radauthal) im Harz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 101.
Keibel, G. vom Radauthal im Harz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 573.
Streng, G. des Harzes, N. Jahrb. f. Min. 1862. 933.
C. Koch, G. in Nassau, Jahrb. f. Naturk. in Nassau XIII. 1858. 121.
Nöggerath, G. v. Ehrenbreitstein, Karstens u. v. Dechens Archiv XVI. 1842. 363.
v. Hochstetter, G. von Ronsperg in Böhmen, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 177. 783.
vom Rath, G. aus dem Oberhalbstein, Graubündten, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1857. 246.
vom Rath, G. von Neurode, Schlesien, Pogg. Ann. XCV. 1855. 536.
Delesse, Gestein vom Mont-Genèvre, Annales des mines (4) XVI. 1849. 238.
Delesse, G. von Odern, ebendas 323.
Murchison, Gabbro rosso, Qu. journ. of the geol. soc. 1850. VI. 374.
Meneghini und Cocchi, G. Italiens, Bull. de la soc. géol. (2) XIII. 268.
Kjerulf, G. aus Norwegen, Christiania-Silurbecken 1855. 23 u. N. Jahrb. f. Min. 1862. 144.
Zirkel, G. Cyperns, Unger u. Kotschy, die Insel Cypern, Wien 1865. 12.

Hypersthenit.

Hypersthenfels, Hyperit, Hypersthen-Syenit, Paulitfels z. Th., Schillerfels z. Th. Hypersthen-rock, Sélagite.

Der Hypersthenit ist ein grob- bis feinkörniges Gemenge aus Labrador und Hypersthen. Von den Gemengtheilen herrscht sehr häufig der Labrador vor; er ist meistens von weissen oder grauen Farben, auch bisweilen etwas ins gelbliche, grünliche, blauliche neigend. Der Hypersthen, der den Namen von seiner Härte hat, welche die des Augit und Diallag, sowie die der Hornblende übertrifft, ist nach Descloizeaux von dem Augit zu trennen, indem seine Krystallform rhombisch ist. Er tritt meistens vor dem Labrador an Masse zurück, sticht aber seiner dunkeln Farbe wegen sehr scharf gegen ihn ab. Er ist schwärzlichbraun oder grünlichschwarz und zeigt auf den Hauptspaltungsflächen seiner oft grossblätterigen Individuen bei einigen Abänderungen einen kupferrothen

Schiller und Metallglanz, welcher durch eingemengte fremde dünne Lamellen, wahrscheinlich von Eisenglanz hervorgebracht wird. Die körnigen Zusammensetzungsstücke des Hypersthen sind zuweilen an den Grenzen gegen den Labrador oder an den Rändern kleiner Risse, die ihn selbst durchziehen, mit grünlichschwarzer Hornblende verwachsen, die an den zwei Spaltungsflächen, welche einen Winkel von 124^0 bilden, erkannt werden kann. Die Verwachsung dieser Hornblende mit dem Hypersthen ist eine ganz regelmässige und von der Art, dass die Hauptaxen und Längsflächen beider zusammenfallen. Ohne Verwachsung mit Hypersthen in deutlichen Krystallen und Körnern kommt die Hornblende in dem Hypersthenit nur selten vor. Augit ist auch neben dem Hypersthen nachgewiesen. Die Verwitterung greift den Hypersthen weniger an, als den Labrador, weshalb die Körner des erstern als rundliche Knoten auf der Oberfläche verwitterter Hypersthenitfelsen hervortreten.

Descloizeaux, welchem wir wichtige Untersuchungen über die krystallographischen und optischen Verhältnisse von Diallag und Hypersthen verdanken, macht (Bull. de la soc. géol. (2) XXI. 1864. 105) darauf aufmerksam, dass die zu Gabbro und Hypersthenit gerechneten Gesteine eine genaue Sichtung erfahren müssen, indem manche für Hypersthen geltende Mineralien Diallag seien. Die optischen Verhältnisse seien die einzigen, welche beide Mineralien unterscheiden lassen. Bringt man einen in der Richtung der Hauptspaltbarkeit geführten Diallagschliff in das Polarisationsmikroskop, so gewahrt man Ringe, welche die Existenz von zwei weit auseinanderlaufenden optischen Axen anzeigen mit negativer Mittellinie, welche geneigt ist gegen die Schliffebene; die Axen sind orientirt in einer Ebene, parallel der Symmetrieebene des schiefen Prismas von 87^0 5′. Beim Hypersthen sieht man in dieser Richtung nur unbestimmte Farben. Bei ihm gewahrt man die Ringsysteme in einem Schliff, welcher senkrecht auf die Hauptspaltbarkeit und parallel der langen Diagonale des Prismas von 93^0 30′ geführt ist.

In dem Hypersthenit vom Ettersberg im Harz (Gabbro Str.) fand Streng neben Labrador. Hypersthen und etwas Glimmer vielen frischen Augit. In dem Hypersthenit der Insel Skye befand vom Rath ein als Hypersthen bezeichnetes Mineral als Diallag mit 20.15 Kalkerde; dass indessen dort nicht alles unächter Hypersthen ist, beweist eine Analyse von Muir, welcher in einem Stück nur

1.83 Kalkerde, 11.09 Magnesia, 33.92 Eisenoxydul nachwies (Thomson's outlines of min. I. 202).

Die Textur des Gesteins wird bisweilen auch feinkörnig und alsdann ist dasselbe von einem aphanitischen Diabas sehr oft kaum zu unterscheiden. Deutliche Uebergänge zwischen grobkörnigem und feinkörnigem dichtem Hypersthenit sind auf der Insel Skye mehrorts (z. B. am Glamig) zu beobachten. In der Regel lässt die Textur keine Spur von einem Parallelismus der Mineralien wahrnehmen; auf der Insel Skye sollen jedoch nach den Beobachtungen von Macculloch, v. Dechen, v. Oeynhausen und Forbes in einigen Hyperstheniten die sämmtlichen Hypersthenkrystalle parallel gelagert sein, die Textur einiger Varietäten vom Cuchullin und Loch Skavig hat Aehnlichkeit mit der des Schriftgranit. Auch Naumann erwähnt, dass die feinkörnigen Varietäten von Penig in Sachsen eine sehr deutliche Paralleltextur zeigen (Geognosie I. 577).

Als accessorische Gemengtheile sind noch zu nennen: Eisenkies und sehr fein eingesprengtes Magneteisen, häufig; Titaneisen, magnetisches, meistens in rundlichen eisenschwarzen Körnern, sehr häufig eingesprengt, z. B. in den Hyperstheniten des Thüringerwaldes, in den schwedischen von Elfdalen, und nach v. Dechen am Berge Cuchullin auf der Insel Skye; Epidot und Vesuvian in dem Hypersthenit des Monzoniberges im tyroler Fassathal; Granat ziemlich häufig, so am Monzoni, auf der Insel Skye und in Essex County, New-York, nach Emmons; tombakbraune Glimmerblättchen selten; Apatit in dünnen Säulen nach G. Rose und Keibel, welcher in mikroskopischen Schliffen des Hypersthenit von der Heinrichsburg bei Mägdesprung völlig klare sechsseitige Durchschnitte sah; Olivin nach G. Rose bei Elfdalen in Schweden und nach Macculloch auf der Insel Skye.

I. Kleinkörniger Hypersthenit (Gabbro, Streng) vom Ettersberg im Harz mit weissem, auf den Spaltungsflächen glänzendem Labrador, hellbräunlich- bis grünlichgelbem Hypersthen, sehr frischem Augit, kleinen braunen Glimmerblättchen, seltenem Titaneisen und Magnetkies. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1862. 963.

II. Kleinkörniger Hypersthenit aus grünlichem Labrador und fast schwarzem Hypersthen aus der Nähe der Heinrichsburg in der Gegend des Mägdesprungs im Harz nach Keibel; Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1857. IX. 571.

III. Grobkörniger Hypersthenit mit braunem etwas überwiegendem Hypersthen und graulichweissem Labrador von Penig in Sachsen. Bunsen, Mittheilg. an Roth.

IV. Mittelkörniger Hypersthenit von Hrabacow bei Starkenbach in Böhmen. Werther, Mitth. an Roth und Journ. f. pr. Chem. XCI. 1864. 330.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	50.09	48.86	49.90	51.98
Thonerde	17.84	15.17	16.04	16.27
Eisenoxyd	2.03	3.32	7.81	13.53
Eisenoxydul . . .	7.54	6.71	—	—
Manganoxydul . . .	—	0.35	—	—
Kalkerde	13.12	11.34	14.48	7.34
Magnesia	8.28	7.56	10.08	5.85
Kali	0.83	1.65	0.55	3.30
Natron	1.39	3.11	1.68	1.20
Wasser u. Glühverlust	0.78	2.46	1.46	2.71
	101.90	100.53	102.00	102.18

II enthält noch Chlor, Phosphorsäure und eine Spur von Schwefel. Der Hypersthenit I besteht nach Strengs Berechnung aus 55.72 pct. Labrador; 16.91 Hypersthen; 25.14 Augit; 2.70 Titaneisen; ein Hypersthenit von der Mündung des Abbeborn in die Radau aus 42.64 Labrador; 48.16 Hypersthen; 7.45 Augit; 1.81 titanhaltigem Eisenoxyd. Keibel bestimmte die Zusammensetzung des von ihm untersuchten Hypersthenit II zu 47.23 pct. Hypersthen, 46.03 Labrador, 4.81 Magneteisen, 2.46 Wasser und Glühverlust. Auffallend ist der hohe Kalkgehalt, welchen die Analysen aufweisen, er übersteigt selbst den des Labrador und der Hypersthen ist ausserordentlich kalkarm; in sehr vielen Fällen wird vermuthlich noch Diallag oder Augit vorhanden sein (wie er in I nachgewiesen ist), um die Kalkmenge zu erhöhen; von Anorthit kann dieselbe in den untersuchten Gesteinen wohl nicht herrühren, da letztere für die Annahme von Anorthit zu kieselsäurereich sind. Nach Descloizeaux überwiegt in dem Gestein von Penig ein brauner dem Hypersthen ähnlicher Diallag stark über den eigentlichen Hypersthen.

Das spec. Gew. des Hypersthenit beträgt bei I 2.99; II 2.994.

Der Hypersthenit ist im Ganzen ein nur an wenigen Punkten auftretendes Gestein. Sein Vorkommen ist ein gang- und stockför-

miges, stets ist er als massiges, ungeschichtetes Gestein ausgebildet. Die Hypersthenitgänge gehen vielfach an ihren Saalbändern und die Hypersthenitstöcke ebenfalls an ihren Umgrenzungen in feinkörnige oder scheinbar dichte Gesteine über.

An dem Fusspfade zwischen Penig in Sachsen und der Höllenmühle findet sich ein Hypersthenstock im Granulit. In Nassau erscheinen mehrere Hypersthenitvorkommnisse in den Umgebungen von Amdorf, Herborn, Dillenburg, Weilburg, welche theils Gänge bilden (u. a. auch im Gabbro),. theils lagerartig zwischen den Schichtgesteinen vorkommen, wie die dortigen Diabase, und sowohl die devonische als Culm-Formation durchsetzen (vgl. C. Koch in Jahrb. des Ver. für Naturkunde in Nassau XIII. 130. 1858 und Sandberger, die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems 523 u. 525). Zahlreiche Züge von Hypersthenit beschreibt v. Dechen aus der Gegend zwischen dem Neger- und Itterthal, ganz besonders im obern Ruhrthal Westphalens; das Gestein ist bald mehr, bald weniger, meist doch deutlich körnig; es kommen auch grobkörnige Verwachsungen von braunem blätterigem Hypersthen mit weissem oder grünlichgrauem Labrador vor; gleichfalls erscheinen Varietäten mit Krystallausscheidungen in einer Grundmasse; hier und da treten auch dunkelgrüne oder schwarze Serpentinflecken auf. Bei Rimberg im Ruhrthal finden sich in den Hypersthenitеn Trümer von röthlichbraunem Axinit, stark glänzende braune Glimmerblättchen und Apatite.

Am Harz tritt in der Umgegend des Brockens der Hypersthenit aus dem Gebiet der Grauwacke und des Thonschiefers hervor. An der Südseite des Thüringerwaldes erhebt sich der Hypersthenit am Steinberg bei Schnellbach, zieht über den Silberberg, die Höhnberge, Thiergarten, Hirschbalz nach dem Spiessberg in einem von N. N. O. nach S. S. W. gerichteten $\frac{1}{2}$—$\frac{1}{8}$ Meile breiten Zuge. Er durchsetzt die obersten Schichten der Steinkohlenformation und sein Alter dürfte nach Credner zwischen die Steinkohlenformation und die Dyasformation zu setzen sein. Ein kieselschieferähnliches Contactgebilde, entstanden aus der Umwandlung von Kohlensandstein, begleitet ihn. Gumprecht erwähnt zahlreiche Hypersthenite aus Böhmen, z. B. bei Komarow (viele grosse gestreifte Labradorkrystalle mit wenig Hypersthen), Praskoles, zwischen Rostock und Czastonitz, zwischen Beraun und Tettin, bei Wonoklas, Suchomas

(tombakbraunen Glimmer haltend), bei Plass (schwärzlichbrauner Hypersthen mit grünlichweissem Labrador und Magneteisen, kleinkörnig). In dem Syenitrücken zwischen den Thälern von Rimbach und Harmbach, sowie im Massiv des Champ-du-Feu in den Vogesen setzen Hypersthenite von oft grobem Korn auf.

Ausgezeichnet ist der Hypersthenit auf der westlich von Schottland gelegenen Insel Skye; Macculloch, v. Dechen und v. Oeynhausen, Forbes und Boué haben sein dortiges Vorkommniss genau beschrieben. Der Hypersthenit durchsetzt in Gängen die Schichten der Liasformation, deren Kalke weiss und krystallinisch körnig geworden sind, und breitet sich über diesen aus, wie er auch die Syenite und Porphyre dieser gesteinsreichen Insel überlagert (Glen Sligachan); Felsitgänge, welche Fragmente von Hypersthenit umschliessen, durchsetzen ihn am Berge Cuchullin, Grünsteingänge am Craig-Dhu und am Loch Skavig, für welche wohl die Vermuthung v. Dechens, dass sie mikrokrystallinischer Hypersthenit seien, gerechtfertigt ist. Bei Old Radnor in England durchbricht nach Murchison der Hypersthenit den silurischen Wenlockkalkstein, in der schottischen Grafschaft Forfar den alten rothen Sandstein. Der schöne Hypersthenit von Elfdalen in Schweden ist ziemlich grobkörnig, besitzt weissen Labrador und schwärzlichbraunen Hypersthen, enthält viel Titaneisen, ausserdem noch etwas Olivin und feine Nadeln von Apatit; er wird in Elfdalen verschliffen und zu Vasen oft von bedeutender Grösse und andern Gegenständen verarbeitet. Dem Elfdalener Gestein sehr ähnlich sind manche Geschiebe, die sich in der Umgegend von Berlin finden.

Im Staate New-York ist nach Emmons in der Grafschaft Essex der Hypersthenit in weiter deckenartiger Verbreitung ausgedehnt und reich an Magneteisenstöcken. Nach Hunt findet sich in der Laurentian-Kette in Canada ebenfalls Hypersthenit; der Feldspath dieser Gesteine scheint indessen nicht immer Labrador zu sein, da er bis zu 60 pct. Kieselsäure enthält; auch waltet er gegen den Hypersthen ganz ausserordentlich vor. Bekannt ist das Vorkommen von der Paulsinsel an der Küste von Labrador. Nach den vom Bellsund auf Spitzbergen herrührenden Handstücken steht auch dort Hypersthenit an. Hypersthenit brachte C. v. d. Decken von den Hügeln zwischen Dafléta und dem See Ibe in der Umgegend des Schneebergs Kilimandjaro in Ostafrica mit, wo ihm auch

Olivin beigemengt ist (Zeitschrift für allgemeine Erdkunde 1863. 245).

Es scheint kaum bezweifelt werden zu dürfen, dass in manchen der hier auf Grund der bisherigen Bestimmungen als Hypersthenit aufgezählten Gesteine sich durch nähere Untersuchungen das für Hypersthen gehaltene Mineral als Diallag oder Augit herausstellen wird; die dadurch abzutrennenden Vorkommnisse würden dem Gabbro oder dem Diabas zufallen.

Aus den Lagerungsverhältnissen geht hervor, dass die Hypersthenite ebenfalls keineswegs alle von gleichem Alter sind. Die meisten Bildungen haben wohl nach der Uebergangsformation, während und nach der Steinkohlenformation stattgefunden, jünger selbst als die Liasformation sind die Hypersthenite von Skye.

G. Rose, über Hypersthenit, Poggend. Ann. 1855. XXXIV. 10.
vom Rath, H. von Neurode in Schlesien; Pogg. Ann. 1855. XCV. 536.
Keibel, H. v. d. Heinrichsburg im Harz; Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1857. IX. 571.
Streng, H. des Harzes, N. Jahrb. f. Min. 1862. 933.
Credner, H. des Thüringerwaldes, N. Jahrb. f. Min. 1843. 271.
v. Dechen, H. der Ruhrgegenden; Karstens und v. Dechens Archiv XIX. 1845. 453; Verh. d. nat. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westph. XII. 1855. 194.
G. u. F. Sandberger, H. in Nassau; Versteinerungen des rhein. Schichtensystems 523; auch N. Jahrb f. Min. 1851. 150.
Koch, H. in Nassau; Jahrb. f. Naturk. in Nassau XIII. 1858. 130.
Gumprecht, H Böhmens, N. Jahrb. f. Min. 1842 822.
Élie de Beaumont, H. d. Vogesen, Explic. d l. carte géol. d. l. Fr. I. 370.
Macculloch, H. von Skye; Descr. of the western islands 1819.
v. Dechen u. v. Oeynhausen, ebendar. Karstens Archiv I. 1829. 56.
Forbes, ebendar., Edinb. new philos. journ. XL. 1846 94.
Murchison, H. von Old Radnor; The silurian System 320.
Drysdale, H. von Largo Law in Fifeshire (Schottland); Edinburgh new philos. journal XV. 1833. 386.
St. Hunt, H. in Canada; London etc. philosoph. magaz. (4) IX. 1855. 354.
H. Credner. H. von Peekskill, New-York, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1865. XVII. 390.
Domeyko, H. von Carrisal in den chilenischen Anden; Annales des mines (4) IX. 1846. 531.

Monzoni-Hypersthenit hat v. Richthofen einen Hypersthenit genannt, welcher eine von dem gewöhnlichen etwas abweichende (wie es scheint sich manchen harzer Abänderungen nähernde)

Zusammensetzung hat und am Berge Monzoni im südlichen Tyrol in 20—30 Fuss mächtigen Gängen den Syenit (Monzoni-Syenit, vergl. I. 589) durchsetzt. Der Hypersthen ist von der gewöhnlichen Farbe, der Labrador grünlichweiss; hauptsächlich in denjenigen Varietäten, welche verhältnissmässig reich an Labrador sind, stellen sich schwarze Augitkrystalle neben dem Hypersthen ein. Grosse, regelmässig ausgebildete Krystalle von Titaneisen und dunkelbraune Glimmertafeln erscheinen als accessorische Gemengtheile. Das Gestein ist meistens sehr deutlich körnig gemengt und findet sich ebenfalls gangbildend an der Margola bei Predazzo.

Nach de Lapparent, welcher nach dem Erscheinen des grossen Werkes von v. Richthofen einen Aufsatz über die Geologie Südtyrols veröffentlichte, ist das neben Glimmer den gestreiften Feldspath in diesem Gestein begleitende Mineral nicht Hypersthen, sondern Hornblende. Sollte, obschon das Mineral in der That sehr hypersthenähnlich aussieht, es sich durch weitere Untersuchungen als Hornblende herausstellen, so würde das Gestein wohl den Dioriten zuzuweisen sein. de Lapparent vereinigt mit diesem Gestein das als Monzon-Syenit v. Richthofens bezeichnete (welches er für sich allein betrachtet Syenit-Granit nennen möchte, obschon es keine Spur von Quarz enthält), indem er Uebergänge gefunden zu haben glaubt, wo v. Richthofen von einem gegenseitigen gangförmigen Durchsetzen spricht. Beide Gesteine fasst er unter der vorläufigen Bezeichnung Monzonit zusammen, trotzdem das erstere orthoklasfrei, das zweite orthoklashaltig ist. Selbst wenn beide in einander übergehen sollten, so sind doch die Endglieder so durchaus von einander verschieden, dass eine derartige Vereinigung keineswegs zu billigen ist; das sich in letzterer Zeit hier und da kundgebende Streben, mineralogisch und chemisch höchst abweichende Gesteine, welche in irgend einer Region in geologischer Hinsicht zusammengehören, unter einer besondern, von der Localität entlehnten Bezeichnung zu befassen, ist nur dazu angethan, die Petrographie, deren Nomenclatur ohnehin im Argen liegt, mit überflüssigen Namen zu belasten und neue Verwirrung in dem zu sichtenden Material zu stiften.

v. Richthofen, geognostische Beschreibung von Süd-Tyrol 1860. 146.
de Lapparent, Annales des mines (6) VI. 1864. 259.

Norit.

Die von Scheerer unter dem Namen Norit von der norwegischen Insel Hitteröe beschriebenen Gesteine scheinen sich dem Gabbro und Hypersthenit anzureihen; die von Esmark unter dieser Bezeichnung angeführten Gesteine von mehrern Punkten Norwegens gehören dagegen nur zum Theil hierher, während sie vielleicht zum grössten Theil den Dioriten zugezählt werden müssen (vgl. S. 15).

Dieser Gabbro-Norit von den Inseln Anabelöe und Hitteröe wird als ein Gemenge von Diallag oder Hypersthen, Labrador, natronhaltigem Orthoklas dargestellt, wozu sich meistens etwas Quarz gesellt, eine jedenfalls ganz ungewöhnliche Mineralcombination, welche wohl weiterer Bestätigung bedarf. Der feldspathartige Bestandtheil ist in den meisten Fällen sehr vorwaltend, so dass das Gestein sehr häufig als ein vorwiegend aus Feldspathkörnern zusammengesetztes erscheint, in welchem der augitische Bestandtheil sehr zurücktritt.

Kjerulf untersuchte: I einen grauen bis violetten »Norit« (vielleicht Gabbro), bestehend aus Labrador und grünem Diallag von Tronfjeld im Oesterthal (Norwegen). II einen gelblichgrauen aus Labrador, schwarzem Augit (?), wenig tombakbraunem Glimmer und Titaneisen vom Sölvsberg am Randsfjord.

	I.	II.
Kieselsäure	50.06	51.47
Thonerde	16.44	15.62
Eisenoxyd	7.71	12.17
Kalk	14.66	11.69
Magnesia	4.88	4.10
Kali	Spur	0.20
Natron	1.38	0.55
Titansäure (unrein) .	5.73	0.75
Glühverlust	—	1.22
	100.86	97.77

Esmark, Magazin for Naturvidenskaberne I. 207.
Scheerer, Gaea Norvegica, Heft II. 313; auch Neues Jahrb. f. Min. 1843. 668.
Keilhau, ebendaselbst Heft III. 377.
Kjerulf, N. Jahrb. f. Min. 1863. 95 aus Bull. de la soc. géol. XXIX. 1862. 413.

Anhangsweise sei hier das Gestein des Trojaka-Gebirges, nörd-

lich von Borsa-Bánya in der Marmaros erwähnt, welches v. Cotta mit dem Namen Labradorfels bezeichnet; es wird beschrieben als ein feinkörniges krystallinisches Aggregat von Labrador mit eingestreuten Krystallen oder krystallinischen Partieen von dunkler Hornblende; sehr kleine Eisenkieskrystalle als unwesentliche Gemengtheile sind stark verbreitet. Der vorwaltende Labrador bedingt die weisslichen oder graugrünlichen Farben (Gesteinslehre 1855. 74 und II. Aufl. 1862. 93, wo dieses Gestein mit dem Timazit in Verbindung gebracht wird; vgl. auch Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 126). Dieses Gestein durchsetzt den Glimmerschiefer und Karpathensandstein. Nach einer Untersuchung von Rube enthält jedoch der »Labradorfels« 63 pct. Kieselsäure, eine ganz ungewöhnlich grosse Menge, die sich nicht mit der Annahme von Labrador und Hornblende verträgt; entweder findet sich noch Quarz so fein eingesprengt, dass er sich der Beobachtung entzieht, was zumal wegen der Combination mit Labrador nicht sehr wahrscheinlich ist, oder, was am ehesten zu vermuthen, der Feldspath ist kein Labrador, sondern eine saurere Verbindung.

Kjerulf untersuchte einen weissen, beinahe dichten »Labradorfels« mit wenigen grünen Streifen von Lärdalsören im Bergenstift (Norwegen) und fand: Kieselsäure 50.76; Thonerde und wenig Eisenoxyd 28.90; Kalk 9.58; Magnesia 1.15; Kali 2.69; Natron 1.98; Glühverlust 3.78 (Neues Jahrb. f. Min. 1862. 144). Diese Analyse lässt sich als die eines, wie der starke Glühverlust anzeigt, verwitterten Labrador betrachten.

Anorthitgesteine.

In einigen Gesteinen hat man den basischsten der bisher bekannten Feldspathe, den Anorthit als Gemengtheil aufgefunden und es verdienen dieselben daher zusammengestellt und als eigene Abtheilung von den übrigen Feldspathgesteinen getrennt zu werden. Es kann nicht zweifelhaft sein, dass fortgesetzte Untersuchungen den zur Zeit noch engen Kreis der Anorthitgesteine erweitern werden; man vermuthete früher den Anorthit nicht als Gemengtheil von Gesteinen, sondern rechnete alle zwillingsgestreiften Feldspathe entweder dem Labrador oder Oligoklas zu und die Diorite, Diabase und Basalte sind es daher, welche vermuthlich noch mehrere der

augenblicklich zu ihnen gezählten Glieder an die Anorthitgesteine abgeben werden.

Die Anorthitgesteine führen als zweiten Gemengtheil Hornblende oder Augit, in seltenern Fällen wohl auch beide Mineralien, wobei aber alsdann das eine oder das andere vorwaltet. Während wir uns für die Anorthit-Augitgesteine des von G. Rose vorgeschlagenen Namens Eukrit bedienen, sind die Anorthit-Hornblendegesteine, für welche eine entsprechende Bezeichnung mangelte, hier nach einem charakteristischen corsischen Vorkommniss als Corsit zusammengefasst.

Die Trennung in ältere und jüngere Anorthitgesteine ist bis jetzt noch nicht durchgeführt; nach der Analogie der andern Feldspathgesteine möge sie hier versucht werden und wir werden demgemäss zuvörderst hier die erstern zu betrachten haben, wogegen die letztern ihren Platz am Schluss der jüngern Feldspathgesteine, hinter den Basalten einnehmen werden. Unter den ältern Gesteinen sind bis jetzt mehr Corsite, unter den jüngern mehr Eukrite bekannt.

Aeltere Corsite.

Der sog. Kugeldiorit (Diorite globulaire) von Corsica ist ein solches Hornblende-Anorthitgestein; ihn beschrieb zuerst Besson im Jahre 1789, später Reynaud und Delesse, sowie neuerdings Vogelsang. Dies Gestein ist ein körniges Gemenge von vorwaltendem graulichweissem Feldspath, schwärzlichgrüner kurzstrahliger Hornblende und wenig Quarz. Stellenweise finden sich darin diese Gemengtheile zu Kugeln zusammengruppirt, welche 1—3 Zoll gross und von sehr regelmässiger Rundung sind. Den Kern der Kugeln bildet ein Aggregat von reinem Feldspath oder reiner Hornblende, um denselben hüllen sich concentrische Lagen, in welchen abwechselnd der eine oder andere Gemengtheil sehr vorwaltet, so dass auf dem Querbruch concentrische, durch überwiegenden Feldspath hell, durch überwiegende Hornblende dunkler gefärbte Ringe erscheinen; dabei zeigen sich die Mineralien concentrisch strahlig gruppirt, indem die Feldspathnadeln und die Hornblendesäulen auf den Mittelpunkt zulaufen. Den Feldspath hielt man früher für Albit, bis Delesse zeigte, dass er ein viel basischerer Anorthit sei, welcher durch Säuren zersetzt wird; er fand darin: Kieselsäure

48.62; Thonerde 34.66; Eisenoxyd 0.73; Kalk 12.02; Magnesia 0.33; Natron 2.55; Kali 1.05; Wasser 0.50 (100.46); spec. Gew. = 2.737. Rammelsberg, welcher wie Naumann und Descloizeaux diesen Feldspath auch zu dem Anorthit stellt, macht darauf aufmerksam, dass er sich von allen andern Anorthiten durch den grössern Gehalt an Säure, sowie durch den geringern an Kalk unterscheidet; in ihm ist das Sauerstoffverhältniss $\dot{R} : \ddot{\underline{R}} : \ddot{Si}$ = 0.8 : 3 : 4.6 und es sei daher wahrscheinlich, dass er einen nicht ganz reinen oder nicht ganz frischen kalkreichen Labrador darstelle (Handb. der Mineralchemie S. 592); dem scheint indessen seine Zersetzbarkeit durch Säuren zu widersprechen und es liegt deshalb wohl die Vermuthung näher, dass er ein etwas zersetzter Anorthit sei, aus welchem Kalk fortgeführt ist, wodurch die Kieselsäure relativ um ein weniges zugenommen hat; den etwas zu geringen Kalk- und zu hohen Kieselsäuregehalt weisen auch noch andere Anorthite auf; ebenfalls ist das spec. Gewicht eher das des Anorthit, worin auch Roth übereinstimmt. Delesse fand für das Gestein den Kieselsäuregehalt zu 48.05, den Kalkgehalt zu 11.04 pct., das spec. Gewicht zu 2.768. 80 pct. Anorthit sind mit 20 pct. Hornblende verbunden.

Dieses eigenthümliche Gestein findet sich auf Corsica unfern der Stadt Sartene an dem äussersten Vorsprunge des Gebirgsrückens, der das Thal des Rizzanese von jenem des Fiumicicoli trennt. Erdmann erwähnt, dass um Forsjö bei Calmar in Schweden ein ähnlicher »Kugeldiorit« vorkomme.

Am Konschekowskoi-Kamen bei Bogoslowsk im Ural tritt ein grobkörniges (von G. Rose zuerst als Diorit bezeichnetes) Gestein auf, welches aus vorwiegend grünlichschwarzer Hornblende und wenig durchscheinendem, nicht deutlich spaltbarem Anorthit besteht; den Anorthit untersuchten R. H. Scott und Potyka und letzterer fand: Kieselsäure 45.31; Thonerde 34.53; Eisenoxyd 0.71; Kalk 16.85; Magnesia 0.11; Natron 2.59; Kali 0.91 (101.01); spec. Gew. 2.72. Scott erhielt übereinstimmend: Kieselsäure 46.79; Thonerde 33.16; Eisenoxyd 3.04; Kalk 15.97; Natron 1.28; Kali 0.55 (100.79); spec. Gewicht 2.732. Die Hornblende analysirte Rammelsberg.

Unter den »Grünsteinen« von Boguschowitz bei Teschen am nördlichen Abhang der Karpathen beobachtete v. Hochstetter sehr

schöne mittelkörnige, syenitähnliche Gesteine von frischem Aussehen, zusammengesetzt aus langen, dünnsäulenförmigen glänzend schwarzen Hornblendekrystallen, die mit matten schwarzen deutlichen Augitkrystallen von kurzsäulenförmiger Gestalt vergesellschaftet sind, sowie aus schneeweissem, graulich- und röthlichweissem Feldspath mit erkennbarer Zwillingsstreifung, welcher vor dem Löthrohr leichter als Albit zu einem klaren Glase schmilzt und von concentrirter Salzsäure vollständig ohne Bildung einer Kieselgallerte zersetzt wird, weshalb v. Hochstetter ihn für Anorthit hält (nicht Andesin, wie Naumann anführt) und das Gestein als Anorthitdiorit bezeichnet. Das spec. Gewicht einer Gesteinsvarietät ergab sich zu 2.788 (deren Bestand auf 50 Anorthit, 40 Hornblende, 10 Augit geschätzt wurde), das einer andern feldspathärmern zu 2.967.

Sterry Hunt beschreibt als Diorit vom Yamaska-Mountain in Canada ein Gestein, zusammengesetzt aus schwarzer Hornblende, einem weissen Feldspath, welcher oft halbzollbreite, gestreifte Spaltungsflächen aufweist, kleinen Körnern von Titanit und Magneteisen. Die Analyse des Feldspaths ergab: Kieselsäure 46.90; Thonerde 31.10; Eisenoxyd 1.35; Kalk 16.07; Magnesia 0.65; Kali 0.58; Natron 1.77; Glühverlust 1.00 (99.42); spec. Gew. 2.75—2.76. Es ist dieser Feldspath ohne jeden Zweifel Anorthit.

Aeltere Eukrite.

Davon ist bis jetzt nur ein Vorkommniss mit Sicherheit bekannt; Haughton beschrieb als Syenit ein grobkörniges bis feinkörniges Gestein, welches im Carlingford-District, Irland, Gänge im Kohlenkalk bildend, weissen Anorthit und graugrünen Augit (nach der Untersuchung von G. Rose, früher von Haughton mit Hornblende verwechselt) enthält; der Anorthit hat eine sehr ähnliche Zusammensetzung, wie der des Vesuv: Kieselsäure 45.87; Thonerde 34.73; Kalk 17.10; Magnesia 1.55 (99.25). Die Analyse des Gesteins ergab: Kieselsäure 47.52; Thonerde 28.56; Eisenoxydul 7.23; Kalk 15.44; Magnesia 1.48 (100.23); spec. Gewicht 2.757. Haughton berechnete 85.84 Anorthit und 14.16 Augit; Roth macht (Gesteinsanalysen LVII) darauf aufmerksam, dass diese Berechnung unrichtig sei, und dass nach den Analysen von Anorthit und Augit ein Gemenge von 62 Anorthit und 38 Augit liefert: Kieselsäure

48.31; Thonerde 25.31; Eisenoxydul 7.22; Kalk 17.26; Magnesia 1.90, was bis auf die Thonerde sehr gut mit der Analyse stimmt.

Reynaud, Gest. von Corsica, Mém. de la soc. géol. 1833. 7.
Delesse, ebendar., Annales de chim. et de phys. (3) 1848. XXIV. 435; Comptes rendus XXVII. 1848. 411.
Vogelsang, ebendar., Verhandl. d. niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. z. Bonn, 6. Aug. 1862.
G. Rose, Gest. v. Konschekowskoi-Kamen, Reise in d. Ural I. 382.
Scott. Anorthit daraus, Philosoph. Magaz. (4) XV. 518.
Potyka, desgl., Poggend. Annal. CVIII. 1859. 110.
v. Hochstetter, Gest. v. Boguschowitz, Jahrb. d. geol. R.anst. IV. 1853. 312.
Sterry Hunt, G. vom Yamaska-Mountain, Report of the geolog. survey of Canada for 1858, Montreal 1859; auch Catalogue of canadian rocks zur Londoner Ausstellung 1862.
Haughton. G. von Carlingford, Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 197.

Nach den Untersuchungen Strengs gehört auch der grösste Theil des sog. Schillerfels aus dem Radauthal im Harz zu den Anorthitgesteinen; dieses Gestein ist nach ihm im allgemeinen zusammengesetzt aus Anorthit, einem augitischen Mineral (Protobastit) oder einem Umwandlungsproduct desselben (Schillerspath, Serpentin, Diaklas) und bei den umgewandelten Gesteinsvarietäten noch aus Chrom- oder Magneteisenstein. Die Gemengtheile erscheinen selten gleichzeitig, häufiger tritt einer zurück oder es verschwinden selbst mehrere, so dass das Gestein sich einem einfachen nähert. Auf diese Weise gehen Gesteine hervor, welche fast ausschliesslich aus Anorthit in dichter, saussuritartiger Modification bestehen, auf der andern Seite solche, welche fast nur ein Aggregat von Protobastitkrystallen darstellen. Der Protobastit ist durchscheinend, hellbräunlich bis grünlichgelb, mit stark perlmutterartigem Glasglanz auf der Hauptspaltungsfläche ohne den metallischen Schimmer, der dem Schillerspath eigen ist; H. = 5—6 (vgl. auch Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIII. 72). Der krystallisirte Schillerspath (Bastit) findet sich unter denselben Verhältnissen, wie der Protobastit; die deutlichste Spaltungsfläche ist von starkem metallischem Perlmutterglanz, mit einem eigenthümlichen Schimmer; er ist undurchsichtig, in dünnen Blättchen durchscheinend, grün in verschiedenen Abstufungen, messinggelb und tombakbraun; H. = 3.5—4. Der Schillerspath kommt sehr häufig mit dem Protobastit derart ver-

wachsen vor, dass der erste den letzten auf allen Seiten umgibt und in ihn eindringt, ohne scharfe Grenzen zu zeigen, während die Hauptspaltungsfläche beider Mineralien zusammenfällt. Charakteristisch für den Schillerspath ist es, dass er überall von Grundmasse durchsetzt wird, so dass sein deutlichster Blätterdurchgang mit dunklen matten Fleckchen gesprenkelt erscheint. Der Schillerspath enthält nach Rammelsberg: Kieselsäure 41.48; Thonerde 6.49; Eisenoxydul 16.61; Magnesia 27.24; Wasser 10.13. Als Protobastitfels bezeichnet Streng diejenige mittelkörnige Gesteinsvarietät des Schillerfels, welche aus deutlich krystallinischem Anorthit und Protobastit oder Diaklas zusammengesetzt ist. Diese Abänderung sei als der Schillerfels in seiner normalsten Gestalt zu betrachten. Ein Gemenge von dichtem Anorthit, dichtem Schillerspath oder Serpentin mit chromhaltigem Magneteisenerz nennt er Serpentinfels. Zweifelhaft erscheint es, ob der Name Serpentinfels für diese Gesteine eine glückliche Wahl zu nennen ist, da derselbe Verwechslungen mit dem eigentlichen reinen Serpentin im Gefolge haben dürfte, welcher auch häufig so bezeichnet wird; die Benennung »Serpentin-Anorthitgestein« ist zwar länger aber charakterisirender. Oft setzen Schillerstein (dichter Schillerspath) und Serpentin, nur gemengt mit chromhaltigem Magneteisenerz den Schillerfels zusammen.

I. Deutlich krystallinischer weisser, durchsichtiger bis durchscheinender, im Bruch glasglänzender Anorthit aus dem Protobastitfels vom untern Radauberg im Harz; spec. Gew. 2.76; von Salzsäure vollständig ohne Gallertbildung zersetzbar.

II. Dicht erscheinende, mikrokrystallinische Anorthitsubstanz, an den Kanten durchscheinend, graulich oder grünlichweiss.

III. Protobastit, mit Anorthit den Protobastitfels bildend; spec. Gew. 3.29.

IV. Mittelkörniger Protobastitfels, bestehend aus vorherrschendem weissem oder farblosem Anorthit (I) und hellgrünlichgelbem Protobastit (III) mit seltenen dichten Schillerstein- oder Serpentinkörnern, deren Kern häufig noch Protobastit ist, vom untern Radauberge im Harz; spec. Gew. 2.92; berechnet zu 72.48 Anorthit und 29.66 Protobastit; enthält noch Phosphorsäure 0.005.

V. Serpentinfels, bestehend aus graulichweissem, dichtem Anorthit (II), dichtem Schillerstein oder Serpentin, kleinen Körnern

von chromhaltigem Magneteisen, späthigem Protobastit und kleinen braunen Glimmerblättchen; von der Radau.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	45.37	42.01	54.15	49.23	42.02
Thonerde	34.81	28.63	3.04	25.15	13.89
Eisenoxyd	0.59	2.23	—	1.30	4.68
Chromoxyd	—	—	12.17	0.03	
Eisenoxydul	—	—		3.29	3.19
Manganoxydul	—	—	—	0.34	—
Kalk	16.52	19.11	2.37	12.57	8.01
Magnesia	0.83	Spur	28.37	8.92	20.97
Kali	0.40	1.12	—	0.99	0.44
Natron	1.45	0.76	—		0.36
Wasser	0.87	5.03	0.49	0.64	6.64
	100.84	98.89	100.59	102.46	100.20

Die Umwandlung des krystallinischen Anorthit in die dichte Varietät beruht im wesentlichen in einer Ausscheidung von etwas Thonerde und Natron und in einer Aufnahme von Wasser. Der frische Protobastit findet sich stets mit ganz frischem Anorthit gemengt und selbst seine Umwandlungsproducte brausen nie mit Säuren; Streng kommt daher, seiner frühern Annahme (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1861. 75), welche auch die G. Rose's war (Poggend. Ann. LXXXII. 526) entgegen zu dem Schlusse, dass der Protobastit nicht als ein Umwandlungsproduct des Augit, sondern als ein ursprünglicher und sehr kalkarmer, dem Enstatit verwandter Augit aufzufassen sei. Aus dem Protobastit geht der Diaklas durch eine theilweise Oxydation des Eisenoxydul und durch Aufnahme von Wasser hervor. Die Umwandlung von Protobastit in Schillerspath, Schillerstein und Serpentin ist zwar ebenfalls mit einer theilweisen Oxydation des Eisenoxydul zu Magneteisen verknüpft, gleichzeitig aber finde auch ein Austausch von zwei Aequivalenten Kieselsäure gegen drei Aequivalente Wasser statt; die Kieselsäure zeigt sich bisweilen als Quarz im Serpentin. Der dichte Schillerstein und der Serpentin sind nicht mineralogisch, sondern nur chemisch von einander zu unterscheiden. Delesse will diese Umwandlung des Protobastit in Diaklas, in Schillerspath, Schillerstein, endlich in Serpentin nicht einleuchten. »Comment expliquer en effet, fragt er, le caprice de cette métamorphose, qui aurait changé sur un

même échantillon une partie de protobastite en diaklase, lequel se serait ensuite changé en schillerspath, tandis que l'autre partie serait au contraire restée complétement intacte et à l'état originaire?« (Annal. des mines (6) VI. 1864).

Streng hat seine Untersuchungen auch auf den sog. Forellenstein von Neurode in Schlesien ausgedehnt, über welchen früher G. vom Rath (Poggend. Ann. XCV. 551) Mittheilungen gemacht hatte. Dem Gestein von Harzburg sehr ähnlich stellt es im wesentlichen ein mittel- bis grobkörniges Gemenge eines theils gestreiften späthigen, theils dichten Feldspaths mit dunkelgrünen feinkörnigen Serpentinaggregaten dar, mit eingewachsenen kleinen schwarzen metallglänzenden Körnchen von Magneteisen und nur sehr seltenen kleinen Blättchen von Schillerspath; die Zusammensetzung der gestreiften Feldspathe ist I nach vom Rath (spec. Gew. 2.709); II nach Streng (spec. Gew. 2.76):

	I.	II.
Kieselsäure . . .	47.05	45.05
Thonerde	30.44	30.00
Eisenoxyd . . .	1.56	1.97
Kalk	16.53	16.71
Magnesia	0.09	1.29
Kali	0.78	0.48
Natron	2.10	1.86
Wasser	1.87	3.13
	100.42	100.49

Das Sauerstoffverhältniss in I ist 0.88 : 2.4 : 4 oder 1 : 2.7 : 4.5, das in II 1 : 2.5 : 4 oder 1.19 : 3 : 4.8; vom Rath beschreibt diesen Feldspath als Labrador, bemerkt indessen, dass er von der gewöhnlichen Zusammensetzung abweiche und vermuthlich schon verändert sei; Streng hält ihn für einen vielleicht etwas zersetzten oder nicht ganz reinen Anorthit, der wohl etwas Wasser aufgenommen hat. Die Gesammtanalyse dieses Gesteins ergab: Kieselsäure 41.13; Thonerde 13.56; Eisen- und Chromoxyd 2.19; Eisenoxydul 6.19; Kalk 6.72; Magnesia 22.52; Kali 0.83; Natron 0.96; Wasser 8.30 (102.40); spec. Gew. 2.88. Auch diese Bauschanalyse stimmt mit der des Gesteins von der Radau (vgl. oben V). Bei Neurode tritt auch fast reiner Serpentin mit sehr wenig Feldspath auf. Ueber den Feldspath des Gabbro von Neurode in Schlesien, welchen

Websky aus krystallographischen Gründen für Anorthit hält, vgl. Gabbro S. 119.

Im Granitgebiet von Schriesheim an der Bergstrasse findet sich nach C. W. C. Fuchs ein kleines gangartiges Vorkommniss von Schillerfels, ein scheinbar einfaches Gestein von dunkelschwarzgrüner Farbe, porphyrartig durch zahlreiche Individuen krystallisirten Schillerspaths; letztere, deren deutliche Spaltungsflächen auffallenden metallischen Perlmutterglanz und den bekannten Schimmer zeigen, sind kleiner als in dem Schillerfels der Baste, indem sie nur 5—10 Mm. Grösse erreichen und sind ebenso wie dort von dem Schillerstein durchsetzt, welcher auf den Spaltungsflächen zahlreiche matte, anscheinend dunklere Flecken hervorbringt. Die Analyse des Gesteins, welches viel feines Magneteisen enthält, ergab: Kieselsäure 41.44; Thonerde 6.63; Eisenoxyd 13.87; Eisenoxydul 6.30; Kalk 7.20; Magnesia 18.42; Kali 0.93; Natron 0.24; Wasser 5.60 (spec. Gew. 2.82); Fuchs schliesst mit Recht aus dem geringen Gehalt an Wasser und dem verhältnissmässig hohen an Thonerde und Kalk, dass noch ein Feldspath vorhanden sein müsse, den man allerdings nicht erkennen kann; nach der Analogie mit dem harzer Gestein würde dies wohl Anorthit sein, womit auch die geringe Alkalimenge im Zusammenhang stände; die Analyse stimmt auch sehr gut mit V, S. 138.

Streng, Schillerfels-Anorthitgestein v. Harz. N. Jahrb. f. Min. 1862. 513; vgl. auch noch über den Schillerfels: Heyer in Crells Annalen 1788. II; Freiesleben, Mineralog. Bemerkungen über das schillernde Fossil von der Baste 1794; Köhler in Poggend. Annal. XI. 1827. 192 und XIII. 102.

Streng, Serpentin-Anorthitgest. von Neurode, Neues Jahrb. f. Min. 1864. 257.

Websky, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 330.

Fuchs, Schillerfels v. Schriesheim, N. Jahrb. f. Min. 1864. 326.

Jüngere Feldspathgesteine.

Aus dem Band I. S. 450 aufgestellten Schema erhellt es, dass unter den jüngern Feldspathgesteinen alle jene Mineralcombinationen sich wiederholen, welche sich unter den ältern dargeboten haben und dass hier noch Nephelin- und Leucitgesteine auftreten, deren Parallelen unter jenen ältern vermisst werden.

Bei den jüngern Gesteinen ist demgemäss auch die Classifica-

tion derselben auf Grund ihrer Feldspathe ohne Schwierigkeit durchzuführen. Es empfiehlt sich, überdies nach einem althergebrachten Sprachgebrauch die nun zu betrachtenden Gesteine in zwei grössere Familien zu sondern, in die

Trachytfamilie und die
Basaltfamilie,

von denen die erstere die sanidin- und oligoklasführenden, die letztere die labrador- und anorthithaltigen Glieder umfasst, jene daher die saurern, diese die basischern Mischungen begreift. Die vorwiegend durch Nephelin und Leucit charakterisirten Gesteine bilden gewissermaassen eine Zwischengruppe zwischen den oligoklas- und den labradorführenden, also zwischen der Trachyt- und Basaltfamilie, wobei sie wegen ihrer basischern Zusammensetzung sich jedenfalls mehr der letztern nähern.

Bevor nun zur Beschreibung der einzelnen Glieder der beiden grossen Familien geschritten wird, sind noch einige allgemeine und einleitende Bemerkungen über die Constitution derselben, zumal der erstern vorauszuschicken.

Der Name Trachyt, wegen der rauhen (τραχύς) Beschaffenheit der Gesteine gewählt, wurde zuerst von Hauy im Jahre 1822 in der 2. Auflage seines Traité de minéralogie, Bd. IV. 579, Gesteinen der Auvergne ertheilt, »caractérisées par un feldspath blanchâtre ou gris cendré, présentant un aspect raboteux, et dont la cassure, ou même la surface, paraissent comme striées«; durch die Vorlesungen Hauy's im Jardin des Plantes wurde jedoch der Name Trachyt auch bereits vor 1822 von L. v. Buch, Daubuisson und Beudant verbreitet (vergl. A. v. Humboldts Kosmos IV. 617). Früh schon war man auf die hervorragende Rolle aufmerksam geworden, welche der Sanidin in denjenigen Gesteinen spielt, die später zur Trachytfamilie zusammengefasst wurden. Nose berichtet bereits 1789 in seinen orographischen Briefen, dass die nachher Trachyte genannten Gesteine des Siebengebirges durch glasigen Feldspath, für den er zuerst die Benennung Sanidin vorschlug, besonders charakterisirt seien. L. v. Buch sagte 1813: »Feldspath von diesen Kennzeichen liegt in andern Porphyren nicht; nach diesem glasigen Feldspath sollte die ganze Gebirgsart benannt sein, hätte sie nicht schon den Namen Trappporphyr.« (Abhandl. d. Berlin. Akad. d. W. aus d. Jahr. 1812—13, 133).

Im Verlaufe ergab es sich indessen, dass die Gesteine, auf welche man den Namen Trachyt ausgedehnt hatte, — es waren namentlich die sanidinführenden lichten tertiären und posttertiären Eruptivgesteine — zum grossen Theil ausser dem Sanidin auch noch einen andern und zwar klinoklastischen Feldspath in ihrer Masse enthalten. Abich sah diesen Feldspath für Albit an, und nannte ihn wegen des bedeutenden Gehalts an Kali, welchen er neben dem Natron darin auffand, Kalialbit (Poggend. Annal. L. 341; Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen 1841. 28). Es hat sich hinterher herausgestellt, dass dieser klinoklastische Feldspath höchst wahrscheinlich in allen Fällen Oligoklas ist.

Allmählich wurden auch noch andere Gesteine wegen ihres im Allgemeinen trachytähnlichen Habitus den eigentlichen Trachyten angereiht, von denen sie gleichwohl durch besondere Benennung unterschieden wurden. In der am 26. März 1835 in der Berliner Akademie gelesenen Abhandlung (vergl. Poggend. Annal. XXXVII. 1836. 188) bespricht L. v. Buch die Gesteine der Andes-Vulkane, welche nach den damaligen Untersuchungen G. Rose's keinen Sanidin, sondern Albit enthalten und daher auch nicht aus eigentlichem Trachyt bestehen; für diese aus vorwaltendem »Albit« und wenig Hornblende gemengte Gebirgsart wird der Name Andesit vorgeschlagen.

Als Trachydolerit bezeichnete Abich solche trachytartigen Gesteine, welche in ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung in der Mitte zwischen den eigentlichen Trachyten und den Doleriten stehen, indem sie »Oligoklas, Labrador, Hornblende, Augit und etwas Magneteisenerz« führen (Ueber Nat. u. Zusammenh. d. vulk. Bildung. 100).

Zu den Trachytgesteinen pflegte man so zu rechnen: Den Trachytporphyr, ein im äussern Habitus ausserordentlich schwankendes Gestein, welches sich durch seinen Ueberschuss an freier Kieselsäure auszeichnete und in einer verschieden beschaffenen Grundmasse ausgeschiedene Krystalle von Quarz und Sanidin auch Glimmer enthält; je nachdem Quarzkörner sichtbar ausgeschieden waren oder nicht, unterschied man quarzführenden und quarzfreien Trachytporphyr; den eigentlichen Trachyt, charakterisirt durch Sanidin, ebenfalls von sehr wechselndem Aussehen,

meist gleichfalls mit porphyrartigem Habitus; den Phonolith, der durch seinen Sanidingehalt sich eng an den Trachyt anschliesst. Gewissermaassen als Anhang folgten dann Andesit und Trachydolerit. In Verbindung mit diesen krystallinischen Gliedern wurde von jeher die Reihe der durch Zusammensetzung und räumliches Auftreten innig verknüpften glasigen und halbglasigen, schaumigen und emailartigen Gesteine gebracht, die Obsidiane, Bimsteine, Perlite, von denen man schon früh erkannt hatte, dass sie nur gewisse besondere Erstarrungsformen der trachytischen Magmen darstellten. Vgl. über diese Anordnung Naumanns Lehrbuch d. Geogn. 1858. I. 609 ff., wo dieselbe zu Grunde gelegt ist.

Im IV. Bande von A. v. Humboldts Kosmos (1858. 469) findet sich eine (vielleicht nur zum Theil) von G. Rose herrührende, auf die mineralogische Natur der Feldspathgemengtheile begründete Eintheilung der Trachytgesteine mitgetheilt. Sie ist folgende:

1. Abtheilung. Die Grundmasse enthält nur Krystalle von glasigem Feldspath, welche tafelartig und in der Regel gross sind. Hornblende und Glimmer treten darin entweder gar nicht, oder doch nur äusserst sparsam und als ganz unwesentliche Gemengtheile hinzu; Augit zeigt sich sehr selten, ebenso wenig als Leucit.

2. Abtheilung. Die Grundmasse enthält einzelne Krystalle von glasigem Feldspath und eine Menge kleiner schneeweisser Oligoklaskrystalle; die letztern sind oft regelmässig mit dem glasigen Feldspath verwachsen und bilden eine Hülle um ihn. Hornblende und Glimmer und in einigen Abänderungen Augit treten zuweilen in geringer Menge hinzu.

3. Abtheilung. Die Grundmasse dieser dioritartigen Trachyte enthält viele kleine Oligoklaskrystalle mit schwarzer Hornblende und braunem Magnesiaglimmer.

4. Abtheilung. Die Grundmasse enthält Augit mit Oligoklas.

5. Abtheilung. Ein Gemenge von Labrador und Augit, ein doleritartiger Trachyt.

6. Abtheilung. Eine oft graue Grundmasse, in der Krystalle von Leucit und Augit mit sehr wenig Olivin liegen.

Es ist auf den ersten Blick ersichtlich, dass hier die Grenzen der Trachytfamilie viel weiter gezogen sind, als es bisher üblich war und wodurch, wie v. Humboldt sagt, »die zu höhern geognostischen Ansichten führende innige Verkettung des vulkanischen

Gesteins unfruchtbar zerrissen werde«. So dankenswerth auch der Versuch ist, diese Gesteine auf Grund ihrer feldspathartigen Gemengtheile zu classificiren, ein Versuch, dem wir hier zum ersten Mal in strenger Durchführung begegnen, so treffend auch die Ansicht, dass nicht in dem Sanidin allein das Wesen der Trachyte beruhe, so dürfte doch die Ausdehnung, wie sie hier dem Trachyt ertheilt ist, allzu sehr den bisher gebrauchten Gesteinsbenennungen zuwiderlaufen. Dass Gesteine, welche Sanidin allein oder in Verbindung mit Oligoklas oder lediglich Oligoklas enthalten, den Trachyten zugezählt werden, erscheint vollkommen naturgemäss, weniger gerechtfertigt dagegen das Hereinziehen der Labrador-Augitgesteine, oder gar der Leucitgesteine in den Kreis der Trachyte; der alte Name Basalt würde dadurch vollständig überflüssig, der sich auch als Collectivname für die basischen Labrador- und Anorthitgesteine vortrefflich empfiehlt. Durch die Eintheilung der vulkanischen Gesteine in Trachyte mit saurern, in Basalte mit basischern Feldspathen wird gewiss weniger die Verkettung derselben zerrissen, als umgekehrt durch die Erweiterung des Trachytbegriffs eine Verwirrung in der Gesteinsbenennung zu befürchten wäre.

Eine ähnliche Ansicht über den Umfang des Trachyt, wie sie sich in jenem Schema ausgesprochen findet, ist die, welche Ch. St. Claire Deville in einer Abhandlung »sur le trachytisme des roches« (Comptes rendus XLVIII. 1859. 3. Jan.) vorgetragen hat. Indem er darauf aufmerksam macht, dass Hauy bei seiner Trachytdefinition keineswegs eine bestimmte Feldspathspecies im Auge gehabt, und dass man im Laufe der Zeit auch Oligoklas, Labrador, Anorthit in eben solcher glasiger Ausbildung, wie sie gewöhnlich der Sanidin zeigt, in rauh anzufühlenden Gesteinen getroffen habe, findet er es — allerdings in ganz consequenter aber dem heutigen Sprachgebrauch nicht mehr entsprechender Weise — unangemessen, den Namen Trachyt auf die Sanidin- oder Sanidin-Oligoklasgesteine zu beschränken und will ihn auf alle Gesteine mit glasig und rissig ausgebildeten Feldspathen ausgedehnt wissen; dadurch bezeichnet derselbe also gewissermassen einen eigenthümlichen Zustand der Gesteine, welchen Deville als Trachytismus bezeichnet, und über dessen Entstehung er mancherlei Muthmassungen äussert. Unsern jüngern Feldspathgesteinen ist weitaus zum grössten Theil dieser »Trachytismus« eigen.

F. v. Richthofen hat sich in seinen verdienstvollen »Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen« (Jahrb d. geol. R.anst. 1861. 153) eingehend mit der Frage nach dem Umfang und der Gliederung der Trachytfamilie beschäftigt. In sehr zweckmässiger Weise finden wir darin die sauersten Gesteine der Trachyte, die sich der normaltrachytischen Zusammensetzung Bunsens nähern, abgesondert von den eigentlichen Trachyten. Jene erste Gruppe von Gesteinen, welche sich durch das häufige Vorkommen von Quarz als wesentlichem Gemengtheil, durch das alleinige Vorkommen oder Vorwalten von Sanidin unter den Feldspathen, durch die vollkommen felsitische Grundmasse, durch die häufige perlitische und sphärolithische Ausbildung, durch den gänzlichen Mangel an Augit und durch das seltene Auftreten von Hornblende auszeichnet, nennt v. Richthofen Rhyolith, weil diese Gesteine, denen er auch die entsprechend zusammengesetzten Glas- und Schaumgebilde, die sauren Obsidiane, Bimsteine und Perlite zuzählt, sich in Ungarn als wirklich geflossene Massen darstellen. Den Schwerpunkt der eigentlichen Trachytgruppe sucht v. Richthofen ganz und gar in den Oligoklasgesteinen: während die Rhyolithgruppe als die Orthoklasreihe unter den neuern Eruptivgesteinen erscheine, stelle sich die Trachytgruppe als die Oligoklasreihe dar. Bei einer solchen Auffassung wird indessen die ganze grosse Reihe der Sanidin- und neben vorwaltendem Sanidin Oligoklas-führenden quarzfreien Gesteine geradezu obdachlos, welche dann nur als ein untergeordnetes Mittelglied zwischen Rhyolith und Trachyt in der Luft schwebt. Wenngleich im Laufe der Zeit die frühere Begrenzung des Trachyt als eines Sanidingesteins dadurch erweitert wurde, dass man auch dem Oligoklas Antheil an der Trachytzusammensetzung einräumte, so hiesse es doch die bestehenden Gesteinsbegriffe allzusehr verändern, wollte man sich der von v. Richthofen geäusserten Anschauungsweise anschliessen. Auch der Name Rhyolith scheint im Allgemeinen keine sehr zweckmässige Wahl zu sein: für die ungarischen Gesteine, bei deren Studium er entstand, bringt er das eigenthümliche geflossene Ansehen und die Art und Weise des Auftretens dieser sauersten Trachytgesteine vortrefflich zum Ausdruck; weniger passend stellt er sich dagegen für die entsprechenden Gesteine anderer Länder dar, welche dieser Eigenthümlichkeiten ermangeln; die kuppenförmig oder gangförmig gelagerten, die durch und durch

krystallinischen solcher Gesteine tragen kein Merkmal an sich, welches mit einer solchen Bezeichnung in Zusammenhang steht.

Gleichzeitig mit v. Richthofen hat auch Roth das Bedürfniss gefühlt, die sauersten der Trachytgesteine, die Parallelen der Granite und Felsitporphyre, unter einer besondern Benennung zu befassen, und dafür den Namen Liparit vorgeschlagen, welchem in mancher Beziehung vor dem v. Richthofens der Vorzug zu gebühren scheint. Roth rechnet übrigens nicht nur krystallinische sondern auch alle stark sauern hyalinen Glieder zu seinen Lipariten.

Indem wir, wie erwähnt, die jüngern Sanidin- und Oligoklasgesteine als Glieder der Trachytfamilie zusammenfassen, gruppiren sich die krystallinischen derselben folgendermaassen:

Getreu der durch langen Gebrauch eingebürgerten Bezeichnung halten wir für die sanidinführenden Gesteine die Benennung »eigentliche Trachyte« aufrecht; die quarzführenden Glieder derselben werden sich dann am einfachsten und passendsten als Quarztrachyte aufführen lassen; dieser Name dürfte jedenfalls dem schleppenden »quarzführender Trachytporphyr« vorzuziehen sein, womit man überdies früher Gesteine zu belegen gezwungen war, welche keineswegs porphyrische Ausbildung darbieten. Quarztrachyt einerseits und v. Richthofens Rhyolith oder Roths Liparit andererseits sind nicht identisch, da der erstere lediglich krystallinische Gesteine umfasst, die letztern auch hyaline Gebilde begreifen und ausserdem, wenn auch wie es scheint, nur vorläufig gleichfalls quarzführende Oligoklasglieder von Roth in den Kreis der Liparite gezogen sind. Die Quarztrachyte sind in den beiden ersten Abtheilungen von G. Rose enthalten, indem sie zur Zeit, als dieses Schema aufgestellt wurde, nur ungenügend bekannt waren. Die quarzfreien Sanidingesteine zertheilen sich, je nachdem in ihnen Sanidin allein oder mit Oligoklas in Combination auftritt, ungezwungen in Sanidintrachyte und Sanidin-Oligoklastrachyte. An diese quarzfreien Trachyte reiht sich naturgemäss der Phonolith an, welcher neben dem Sanidin noch ein durch Säuren zersetzbares Mineral (Nephelin, Nosean, Zeolith) enhält.

Der Sanidin-Oligoklastrachyt, der einerseits durch Aufnahme von Quarz zu dem sauersten Glied der Trachytfamilie wird, kann auf der andern Seite durch das allmähliche Verschwinden des Sanidin in ein reines Oligoklasgestein übergehen. Für diese vielver-

breiteten Oligoklasgesteine, welche also nach den hier zu Grunde gelegten Gruppirungen innerhalb der Trachytfamilie dem eigentlichen Trachyt gegenüberstehen, hat Roth neuerdings den alten Namen Andesit L. v. Buch's wiederum verwerthet, was man gewiss nur als sehr zweckmässig bezeichnen kann, wenn auch A. v. Humboldt den Andesit als eine veraltete Mythe erklärt und es als ein Unrecht bedauert, sich desselben bedient zu haben (Kosmos IV. 634. 636), wenn auch der trikline Feldspath des Andesit ursprünglich für Albit gehalten wurde. Der Oligoklas erscheint sowohl in Combination mit Hornblende als mit Augit und wir unterscheiden demgemäss mit Roth Hornblende-Andesit und Augit-Andesit. Wie bei dem eigentlichen Trachyt, so treten auch bei dem Andesit quarzführende Gesteine auf, und es werden, wie dies später ausführlicher erläutert wird, sowohl und zwar namentlich innerhalb des Hornblende-Andesit als auch innerhalb des Augit-Andesit quarzführende und quarzfreie Glieder von einander getrennt. Zu den quarzfreien Augit-Andesiten, welche als basischstes Glied der ganzen Trachytfamilie sich den Basalten nähern, gehört der grösste Theil dessen, was Abich Trachydolerit (s. oben) genannt hat.

An die krystallinischen Gesteine der Trachytfamilie, mit denen sie durch vielfache Uebergänge verbunden sind, reihen sich die auf das verschiedenartigste entwickelten glasigen, halbglasigen und schaumigen Formen, die Obsidiane, Trachytpechsteine, Bimsteine, Perlite, die unausgebildeten Producte abnormer Erstarrung; ihre Zusammensetzung wechselt natürlich in überaus manchfacher Weise gerade wie die der krystallinischen Gesteine, mit denen sie eine völlig parallele Reihe bilden; aus der chemischen Analyse kann man mit ziemlicher Sicherheit schliessen, welches von den verschiedenen Gesteinen das Resultat der normalen krystallinischen Erstarrung ihrer Masse gewesen wäre.

Auf die Trachytfamilie lassen wir die Zwischengruppe derjenigen stets quarzfreien und keine Hornblende, sondern Augit haltenden Gesteine folgen, welche als feldspathähnliche Gemengtheile Nephelin und Leucit einzeln oder zusammen führen (Nephelinit und Leucitophyr, dazu Hauynophyr).

Die jungkrystallinischen Gesteine mit Feldspathen, welche basischer sind als Oligoklas, die Labrador- und Anorthitge-

steine werden alsdann als Basaltfamilie zusammengefasst, deren basischste Glieder sich der normalpyroxenischen Zusammensetzung Bunsens nähern. Die Labradorgesteine führen nebenbei Augit und Magneteisen und zerfallen je nach ihrer Texturausbildung in deutlich-körnigen Dolerit, feinkörnigen Anamesit und kryptokrystallinischen Basalt; die Anorthitgesteine besitzen Augit und Hornblende.

Neben den eigentlichen Trachyt- und Basaltgesteinen sind die damit in innigster Beziehung stehenden trachytischen und basaltischen Laven zu erwähnen. Ein petrographischer Unterschied waltet — die grössere Porösität und gewöhnlich geringere oder fehlende Wassermenge der letztern abgerechnet — weder in mineralogischer noch chemischer Rücksicht zwischen beiden Ausbildungsweisen ob, lediglich ist der Ursprung aus erkennbaren Kratern für die Laven das charakteristische. Sie erscheinen daher meist in Strömen, während die Hauptlagerungsform der eigentlichen Trachyte und Basalte die kuppenförmige und gangförmige, für letztere auch die deckenförmige ist.

Krystallinische Glieder der Trachytfamilie.

Quarztrachyt.

(Trachytporphyr; normal erstarrter Rhyolith oder felsitischer Rhyolith, v. Richthofen. Liparit, Roth).

Die Quarztrachyte sind die sauersten krystallinischen Glieder der Trachytfamilie, besitzen einen viel bedeutendern Gehalt an Kieselsäure als der eigentliche Trachyt und treten dadurch in chemischer Beziehung zu diesem Trachyt in ein ähnliches Verhältniss, wie es die Felsitporphyre dem quarzfreien Orthoklasporphyr, oder auch die Granite und Syenitgranite dem Syenit gegenüber einnehmen.

Sie sind auch in vielen äussern Beziehungen den Felsitporphyren sehr ähnlich: sie besitzen eine Grundmasse, worin meist ausgeschiedene Krystalle liegen; die Grundmasse ist felsitisch, hat ein feinkörnig-krystallinisches, kryptokrystallinisches, scheinbar dichtes Gefüge, welches in letzterm Falle hornstein- oder selbst quarzähnlich aussieht, oft auch einen thonsteinähnlichen Habitus

besitzt. Zelliges, poröses, zerfressenes, rauhes Ansehen ist dieser Grundmasse oft eigen, welche bei der hornsteinähnlichen Ausbildung einen splitterigen, flachmuscheligen, bei der mehr oder minder feinkörnigen einen unebenen, bei der thonsteinähnlichen einen erdigen Bruch aufweist und deren Härte durch ihren grossen Kieselsäuregehalt häufig die des Feldspaths übersteigt. Helle Farben sind bei weitem vorherrschend: weiss, gelblich-, grünlichweiss, perlgrau, auch lichtröthlich.

Davon, dass die Grundmasse in allen Fällen eine stark sauere ist, kann man sich allerdings nicht immer leicht überzeugen, aber selbst in denjenigen Varietäten, in welchen kein Quarz daraus ausgeschieden ist, ist meistens der Habitus derselben ein solcher, dass man an ihrem felsitischen Charakter nicht irre wird. Unter dem Mikroskop vermag man in Dünnschliffen meistens den Quarz deutlich zu erkennen, welcher sich in Gestalt kleiner wasserklarer Körnchen darstellt, in denen zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse häufig sichtbar sind. Schon aus dieser Beschreibung leuchtet die grosse Aehnlichkeit zwischen diesen Quarztrachyten und den alten Felsitporphyren ein, in Folge deren denn auch früher manche der erstern mit den letztern vereinigt wurden. Bei feldspatharmen Handstücken hält es oft sehr schwer,. sich für das eine oder andere Gestein zu entscheiden, deren Hauptunterschied in ihrem geologischen Alter und der physikalischen Beschaffenheit der Feldspathe beruht. Wenn die Grundmasse ein hornsteinähnliches Aussehen besitzt, so ist damit ein pechartiger Wachsglanz verbunden, und derlei Gesteine gehen unvermerkt in Trachytpechsteine, auch Perlite über.

Die Quarztrachyte sind in manchen Fällen so ausgebildet, dass sie lediglich aus einer felsitischen Grundmasse bestehen, in welcher keine Krystalle ausgeschieden sind, vollkommen analog dem Petrosilex oder Felsitfels in der Felsitporphyrgruppe. Hier wie in dem folgenden Falle muss die chemische Analyse, das Studium der mikroskopischen Beschaffenheit und des geologischen Vorkommens die Zugehörigkeit zu dem Quarztrachyt darthun; erstere muss einen hohen Säuregehalt, das zweite die mikroskopische Ausscheidung von Quarz, das dritte die räumliche Verknüpfung mit ächten trachytischen Gliedern nachweisen. Hat die Grundmasse ein porzellanartiges Aussehen, mit einem unvollkommenen Fett- und Wachsglanz, so entsprechen solche Gesteine den »steinigen Feldspathlaven«

Fr. Hoffmanns und dem Lithoidit v. Richthofens, welchen dieser zu den hyalinen Trachytgesteinen rechnet; solche Gesteine, für welche der Name

lithoidischer Quarztrachyt

passend sein dürfte, stellen aber ganz gewiss keine homogene Masse dar, sondern sind kryptokrystallinisch, enthalten übrigens nur sehr selten Einsprenglinge.

Was die aus der Grundmasse ausgeschiedenen Krystalle betrifft, so ist vor allem der Quarz zu erwähnen; er bildet rauchgraue und wasserhelle rundliche Körner und Krystalle, welche scharfbegrenzt in der Grundmasse liegen, eine Erscheinung, welche auch bei den Felsitporphyren, nicht bei den Graniten sich darbietet (Bd. I. 538). Die Krystalle zeigen das Dihexaeder, sehr häufig in Combination mit den Säulenflächen, welche letztere in bemerkenswerther Weise bei den Quarzen der Felsitporphyre fast immer fehlen. Durch den Glanz, den muscheligen Bruch und die Härte ist der Quarz leicht von den krystallinischen Feldspathkörnern zu unterscheiden.

Der Sanidin erscheint in rissigen Krystallen von mitunter wasserheller Beschaffenheit, oft als einfache Individuen, oft als Zwillinge nach dem Carlsbader Gesetz ausgebildet; die Krystalle sind meistens klein und stellen im Querdurchschnitt Nadeln von starkem Glanz dar. Es scheint sich die Bemerkung v. Richthofens zu bestätigen, dass die quarzreichsten Varietäten arm an Sanidin sind, dass wenn jener abnimmt, dieser zunimmt und den Höhepunkt der Beimengung erreicht, wenn der Quarzgehalt bereits Null geworden ist.

Der trikline Feldspath (Oligoklas) spielt meistens eine weit weniger wesentliche Rolle, indem er immer nur neben dem Sanidin, nie selbständig und ausschliesslich auftritt; nicht immer ist er direct an seiner Zwillingsstreifung zu erkennen (z. B. bei Komlosta, südöstlich von Telkibánya nach v. Richthofen, vielorts in Siebenbürgen nach Stache, bei Fagranes in Nordisland), meistens deutet man die stark zersetzten nadelförmigen Krystalle, welche dicht neben ganz frischen Sanidinen liegen, als Oligoklas. Ist auch kein Oligoklas deutlich ausgeschieden, so weist doch der oft beträchtliche Natrongehalt mancher Quarztrachyte auf die Gegenwart desselben in der Grundmasse hin. Diejenigen trachytischen Gesteine, welche neben Quarz nur Oligoklas, keinen Sanidin aus-

geschieden enthalten, wozu z. B. diejenigen Transkaukasiens und einige Siebenbürgens gehören, fallen als Quarzandesite späterer Beschreibung anheim.

Schwarzer Glimmer in scharfbegrenzten Blättchen ist in den Quarztrachyten mancher Gegenden, z. B. des westlichen Ober-Ungarns, Neuseelands, ein sehr häufiger Gemengtheil, während er in andern z. B. den isländischen ganz zu fehlen scheint; meistens tritt er in den sanidinreichern Varietäten auf und verschwindet in den sehr quarzhaltigen. Für das Vorkommen des weissen Glimmers, eines Minerals, welches mit den altkrystallinischen Gesteinen gewissermaassen ausgestorben ist, führt v. Richthofen zwei Fundorte in der Gegend von Abrud-bánya in Siebenbürgen auf.

Hornblende in schwarzen Säulchen ist zwar meistens sehr selten, so dass Beudant für seine »Trachytporphyre« den gänzlichen Mangel an Hornblende als bezeichnend angab, kommt aber dennoch hier und da vor, z. B. in ungarischen und siebenbürgischen Quarztrachyten sogar manchmal häufig; auch darin spricht sich eine Analogie mit dem Felsitporphyr aus. Von Augit hat sich fast nie eine Spur gefunden. v. Richthofen erwähnt sehr spärliche blutrothe Granatkrystalle als accessorische Gemengtheile im Gestein des Berges Hradek bei Nagy-Mihály. Ein ausgezeichneter, zahlreiche braunrothe bis pfefferkorndicke Granatkörner führender Quarztrachyt erscheint am Mount-Misery in den Malvern-Hills auf der Südinsel von Neuseeland (v. Hochstetter, Geologie von Neuseeland 1864. 203).

Sind in der Grundmasse Krystalle ausgeschieden, so findet sich darunter in weitaus den meisten Fällen Quarz; es gibt aber auch Quarztrachytgesteine, welche in der Grundmasse keinen Quarz eingesprengt enthalten, sondern in denen die ausgeschiedenen Krystalle aus Sanidin allein, oder aus Sanidin, Oligoklas und Glimmer bestehen. In solchen Gesteinen findet sich also der ganze Ueberschuss der Kieselsäure als Quarz feinvertheilt in der Grundmasse und sie stellen eine beachtenswerthe Analogie mit jenen seltenen ältern Felsitporphyren dar, wozu z. B. das schöne Gestein von Elfdalen in Schweden (Bd. I. 537. 552) gehört. Auf diesen Unterschied hin begründete Beudant die Eintheilung seiner Trachytporphyre in quarzführende und quarzfreie. Derlei scheinbar quarzfreie Gesteine sind häufig von dunklerer Farbe, und finden sich z. B.

ausgezeichnet bei Schemnitz und im siebenbürgischen Erzgebirge, auch in Island.

Ausser den Feldspathkrystallen liegen bisweilen Sphärolithe in der Grundmasse, jene kleinen, matten Kugeln von mehr oder weniger deutlicher radialfaseriger Textur, welche bei dem Perlit und dem Sphärolithfels eingehendere Erwähnung finden werden. Mitunter sind sie nicht scharfbegrenzt in der Grundmasse eingebettet, sondern verschwimmen mit ihr an ihren Rändern; in ihrem Centrum enthalten sie meistens ein Sanidinkörnchen. Solche Varietäten, bei denen die grauliche, gelbliche oder röthliche Grundmasse emailartig glänzend wird, nannte Beudant perlitähnlichen Trachytporphyr; es ist klar, wie sehr schwankend hier die Grenze zu dem Perlit hin ist und wie der, wenn auch ungemein fein krystallinische Zustand der Grundmasse für den Quarztrachyt das wesentliche bleibt. Nehmen die Sphärolithe stark überhand, so dass die Grundmasse vor ihnen zurücktritt, so geht das Gestein in Sphärolithfels über. Diese rasche Wandelbarkeit des Gesteinshabitus ist für die sauren Glieder der Trachytgruppe in hohem Grade bezeichnend. Gewöhnlich liegen neben den Sphärolithen noch kleine glänzende Täfelchen und Nadeln von Sanidin in der Grundmasse. Solche Gesteine, welche man

sphärolithführende Quarztrachyte

nennen kann, finden sich z. B. ausgezeichnet nach v. Richthofen am Königsberg und am Steinmeer bei Schemnitz, während sie in Island und andern Quarztrachytregionen gar nicht bekannt sind. Hauptsächlich stellen sich die Sphärolithe in solchen Varietäten ein, welche keinen Quarz ausgeschieden enthalten. Mit ihrem grossen Gehalt an Kieselsäure, welcher den des Sanidin bei weitem übersteigt, vertreten sie gewissermaassen in solchen Gesteinen die Stelle des Quarz.

Nach der Texturausbildung, der Beschaffenheit der Grundmasse und der Einsprenglinge kann man bei den Quarztrachyten unterscheiden:

I. Krystallinisch-körniger Quarztrachyt.

II. Felsitischer Quarztrachyt, eine felsitische oft thonsteinähnliche Grundmasse ohne ausgeschiedene Krystalle.

III. Lithoidischer Quarztrachyt, eine lithoidische Grundmasse ohne ausgeschiedene Krystalle.

IV. Porphyrartiger Quarztrachyt, eine felsitische, lithoidische oder deutlich krystallinische Grundmasse mit eingesprengten Krystallen ohne Sphärolithe.

1) mit Krystallen von Quarz;
2) mit Krystallen von Quarz und
   a) Sanidin allein,
   b) Sanidin und Oligoklas;
3) ohne Krystalle von Quarz, mit vielen Sanidinen, auch mit Oligoklas, Glimmer, Hornblende.

V. Sphärolithischer Quarztrachyt, felsitische Grundmasse mit Sphärolithen, meist begleitet von Sanidin, aber meist ohne ausgeschiedenen Quarz.

Die in diesem Schema in den Anfang gestellte Ausbildungsweise des Quarztrachyt, diejenige bei welcher die Quarztrachytmischung beim Erstarren einen vollständig granitischen Habitus erlangt hat, wurde bis jetzt nur ungemein selten gefunden. Ein — vielleicht das einzige bekannte — Beispiel solcher Textur liefern Gesteine von Neuseeland, welche F. v. Hochstetter von dort mitbrachte. Auf der Insel Mokoia im Rotorua-See (im Centrum der Nordinsel) besteht die ganze, durchaus granitartige Masse eines Quarztrachyt aus einzelnen, scharf von einander getrennten und deutlich erkennbaren Krystallindividuen, so dass keine, weder felsitische noch lithoidische Grundmasse vorhanden ist. Der vorwaltende Gemengtheil ist weisslich grauer Feldspath, dessen Krystalle nicht jene glasige rissige Beschaffenheit zeigen, welche sonst den Sanidin charakterisirt; seine Tafeln sind wenig glänzend und denen gewöhnlicher Orthoklase in manchen Beziehungen überaus ähnlich; der Quarz erscheint in Körnern, der schwarze Glimmer spärlich aber gleichmässig durch die ganze Masse vertheilt, Oligoklas und weisser Glimmer sind nicht darin zu erkennen. Das ganze Gestein ist vollständig frisch und unzersetzt, hart und klingend; dennoch ist die Verbindung der Mineralelemente keine so feste und compacte, wie beim Granit, das Gefüge ist ein mehr lockeres, hier und da finden sich Zwischenräume zwischen den einzelnen Gemengtheilen. Am nahegelegenen Tarawera-See erscheint ein feinkörniges, sandsteinähnliches, im unverwitterten Zustande rein weisses Gestein, welches sich als ein etwas lockeres Aggregat von feinen kleinen Feldspathblättchen, durchmengt mit zahlreichen, ebenso kleinen

durchsichtigen und wasserhellen Quarzkörnchen zu erkennen gibt, die sich durch ihre rundliche Form, ihren starken Glasglanz und ihren muscheligen Bruch von dem Sanidin unterscheiden; auch sechsseitige schwarze Glimmerblättchen treten scharf in dem Gemenge hervor (Zirkel in v. Hochstetters Geologie von Neuseeland 1864. 110). v. Hochstetter bemerkt dazu, dass an dem Perlitstrom des ungarischen Vulkan von Telkibánya ein mit dem letztern zum Verwechseln ähnliches Gestein vorkomme.

Eine ähnliche, deutlich krystallinische Zusammensetzung haben die Auswurfsblöcke am Viti beim Vulkan Krafla in Island, welche Forchhammer Baulit oder Krablit genannt hat; sie bestehen aus zarten, stark durchscheinenden bis wasserklaren Feldspathblättchen, Krystallen und Körnern von Quarz und langen dünnen Nadeln von schwarzer Hornblende (vgl. über dies Gestein unten).

Ein eigenthümliches, volle Beachtung verdienendes Gestein ist dasjenige vom Monte Amiata in Toscana, dessen Untersuchung wir G. vom Rath verdanken; es ist ein vollkommen körniges (mittel- bis kleinkörniges) granitähnliches Gemenge von vorwaltendem farblosem oder weissem Sanidin in bis zollgrossen einfachen oder Zwillingskrystallen. von Blättchen schwärzlichen Magnesiaglimmers, wenig Oligoklas und sehr kleinen Krystallen von lauchgrünem Augit, ausserdem lichtgrauen unkrystallinischen Körnern von muscheligem Bruch; letztere zeigen keine Spur einer Krystallfläche, sind härter als Feldspath, kaum minder hart als Quarz und diesem ausserordentlich ähnlich; mitunter bieten sie ein prachtvolles Spiel in den schönsten und lebhaftesten grünen, blauen und rothen Farben dar; das spec. Gewicht von 2.360 und ihre chemische Zusammensetzung (Kieselsäure 76.82; Thonerde 14.01; Kalk 1.76; Wasser 0.40; Alkalien aus d. Verl. 7.01) beweisen aber, dass sie weder Quarz noch Opal sind, sondern ein den vulkanischen Gläsern ähnlicher Körper; auch unter dem Polarisationsmikroskop gaben sie sich als vollkommen amorphe Substanz zu erkennen, welche noch kleine unbestimmte mikroskopische Kryställchen eingeschlossen enthält (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 412). Eine solche Vereinigung von krystallinischen Gemengtheilen und amorphen Glaskörnern ist anderswo noch nicht beobachtet worden; bedenkt man die täuschende Aehnlichkeit dieser Körner in Aussehen und Härte mit Quarz, so möchte man vermuthen, dass man vielleicht hier und da jene für diesen gehalten hat.

Noch zu bemerken sind opal- und chalcedonartige Einschlüsse, welche sich bisweilen in ziemlicher Menge in den Quarztrachyten, namentlich Ungarns einstellen, und auf welche schon Beudant aufmerksam machte. Nach v. Richthofen erscheinen diese Mineralien als kleine abgerundete Körner von unregelmässiger Gestalt, milchweisser und bläulicher Farbe und Quarzhärte; sie haben muscheligen Bruch, matten Glanz und haften stark an der feuchten Lippe; oft sind sie striemig angeordnet, und geben dadurch dem Gestein ein geflammtes Ansehen. Zumal in den kieselsäurereichsten Gesteinen und den Zwischengliedern zwischen Quarztrachyten und trachytischen Glasgesteinen sollen sie häufig eingesprengt sein. Diese Einschlüsse, von denen alle andern Eruptivgesteine, wie es scheint frei sind, wenn man sie nicht etwa mit den Chalcedonmandeln der Felsitporphyre vergleichen will, dürften wohl ohne Zweifel secundärer Entstehung und aus einer Hydratisirung der freien Kieselsäure hervorgegangen sein.

In sehr vielen Fällen ist die Grundmasse nicht solid ausgebildet, sondern enthält allerlei Hohlräume von der verschiedensten Gestalt, Grösse und Anzahl. Naumann unterscheidet eine poröse, eine rundblasige und eine cavernöse Varietät. Bei den meisten ist die felsitische Grundmasse matt, thonsteinartig, von aschgrauer, röthlichgelber, grünlichgelber, ziegelrother Farbe und gewöhnlich sind Krystalle von Quarz, Sanidin, Glimmer darin ausgeschieden. Die Zellen oder Blasenräume sind bald rund, bald schmal und nach einer parallelen Richtung in die Länge gezogen, bald gänzlich regellos gestaltet und von beträchtlicher Weite; sie sind entweder vollständig leer und alsdann ist die grosse Rauhigkeit ihrer Innenwände charakteristisch, oder letztere sind mit irgend einer kieseligen Substanz überkleidet. Bei den rundlichen Zellen, welche oft sehr dicht gedrängt in der Grundmasse liegen, ist dies gewöhnlich eine weisse durchscheinende chalcedonartige Materie. Diejenigen Quarztrachyte, welche grosse und meist sehr unregelmässig begrenzte Hohlräume umschliessen, hat man Mühlsteinporphyr (Porphyre meulière, Beudant) genannt. Diese weitzelligen, fast quarzharten Gesteine sind reich an accessorischen Nestern und Trümern von Hornstein und Jaspis, an Mandeln von Amethyst und Quarz. Der sog. Mühlsteinporphyr steht in Ungarn mit dem bei den klastischen Gesteinen aufzuführenden Alaunfels in inniger Beziehung.

v. Richthofen erwähnt einen auch in genetischer Beziehung ausgezeichneten Mühlsteinporphyr von Bene, östlich von Bereghszász in Ungarn, bei dem zackige Hohlräume ausgefressen, die Quarzkrystalle angenagt, die Feldspathkrystalle zersetzt sind. Am Grunde einer jeden Zelle liegen die rauh geätzten Quarzkrystalle aus der Gesteinsmasse, welche den hohlen Räumen weichen musste, zusammengehäuft, eingebettet in einer aschblauen erdigen Substanz. Nach v. Richthofen ist die Art und Weise der Veränderung derart, dass sie nur durch Flusssäure hervorgebracht sein kann. »Kein anderes Zersetzungsmittel wirkt auf eine beinahe quarzharte Grundmasse, bei der man wenigstens einen Gehalt von 70 pct. Kieselsäure annehmen muss, in solcher Weise ein, dass es unregelmässige zackige Zellen herausfrisst, kein anderes würde es vermögen, die des umgebenden Gesteins beraubten Quarzkrystalle so anzugreifen und aufzulösen.«

Vielorts in Ungarn, bei Schemnitz, Königsberg, Hlinik, Kremnitz, Tokay finden sich derlei Gesteine, welche zu Mühlsteinen verwandt werden, auch auf den griechischen Inseln Kimolo (Argentiera) und Polino werden ähnliche Gesteine gewonnen. Die im ganzen Orient verbreiteten Mühlsteine von Milo sollen aber zelliger Quarzit sein (vgl. dar. Virlet, Bull. de la soc. géol. VI, 283; Fiedler, Reise durch Griechenland); Russegger, N. Jahrb. f. Min. 1840. 207 hält, sie für perlitartige Gesteine. Nach Sauvage stehen sie dort ebenfalls mit Trachyten und Aluniten in Beziehung, werden von Perlit- und Opalschnüren durchzogen und von Spalten durchsetzt, die zum Theil mit Alaun und Schwefel bekleidet sind, bestehen indess aus fast reinem Quarz (Ann. des mines (4) X. 1846. 82).

Dadurch, dass die Hohlräume parallel in die Länge gestreckt sind, wird oft eine ausgezeichnete Spaltbarkeit in Platten hervorgebracht.

Die Quarztrachyte sind nicht selten als schieferige Gesteine ausgebildet, zumal in denjenigen Varietäten, welche entweder gar keine Krystalle oder keinen Quarz ausgeschieden haben und es scheint die Schieferung hier wie beim Phonolith, mit welchem diese Gesteine viele Aehnlichkeit haben, durch parallel gelagerte sehr dünne Sanidintäfelchen hervorgebracht zu werden. Ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Art bietet der Quarztrachyt des Baulabergs in Island, welcher eine grauweisse felsitische Masse darstellt, die

in einigen Abänderungen aus papierdünnen Lamellen besteht; namentlich wenn die Verwitterung das Gestein etwas aufgelockert hat, tritt diese ungemein dünne Schieferung deutlich hervor. An der Punta di Tramonte auf der Insel Palmarola ist ein homogenes, lichtgraues Gestein mit wenigen, aber deutlichen Sanidinzwillingen schieferig ausgebildet; die Schieferlagen sind oft nur papierdick, auf den Zwischenflächen erscheint eine sehr dünne eisenschüssige Kruste von Feldspathsubstanz, bisweilen auf das innigste besetzt mit sehr kleinen glänzenden Quarzkrystallen. Ohne die Sanidinzwillinge wäre das Gestein gewissen lichten Thonschiefern beinahe vollkommen ähnlich. Auch auf Ponza finden sich ähnliche Schiefergesteine, welche wie jene Saalbänder von Gängen darstellen (Abich, vulk. Erscheinungen 19). Felsarten, welché mit den schieferigen Quarztrachyten von Palmarola und Ponza vollkommen übereinstimmen, kommen auf dem Central-Plateau von Mexico vor, wo sie in der Nähe der silbererzführenden Porphyre von Pachuca und Moran am Fusse des Oyamel (Cerro de los Navajos) in Begleitung von vielen Obsidianen Berge mit senkrechten Schichten zusammensetzen (ebendas. 27; v. Humboldt, geogn. Vers. 182).

Eine andere Art von Schieferung, welche namentlich bei lithoidischen Quarztrachyten auftritt, wird durch die lagenweise Abwechslung in der Beschaffenheit und Farbe der Grundmasse herbeigeführt, eine ähnliche Erscheinung, wie diejenige, deren früher bei dem Felsitporphyr (Bd. I S. 545) gedacht wurde. Neuerdings hat v. Richthofen solche Gesteine in sehr vollkommener Ausbildung und grosser Verbreitung in Ungarn aufgefunden; z. B. bei Göncz, Telkibánya, Szántó, Mád u. s. w., wo verschiedenartige, rothe, schwarze, bläuliche, lithoidische Lamellen in den Gesteinen mit einander abwechseln. Auch die trachytischen Gläser, die Obsidiane und Pechsteine zeigen hier die lamellare Textur in grosser Vollkommenheit, und zwischen den lithoidischen und hyalinen Gesteinen besteht hier der innigste Zusammenhang. Am vorzüglichsten aber vielleicht findet sich die lamellare Ausbildung an den sauertrachytischen Laven, welche v. Hochstetter vom Taupo-See auf der Nordinsel von Neuseeland mitgebracht hat. Blättern eines Buches gleich liegen oft in mikroskopischer Feinheit die dünnen lithoidischen Gesteinslamellen übereinander; meistens sind es nur zwei verschiedene Farben, welche lagenweise mit einander wechseln, eine grauschwarze, kiesel-

schieferähnliche und eine violett-fleischfarbige, aber beide besitzen alsdann zahlreiche hellere und dunklere Nuancen, die durcheinandergemengt, den Gesteinen ein vielfarbiges, fast buntes Ansehen verleihen, welches an das der Bandachate erinnert; dünnere Lagen wechseln mit dickern, die feinsten sind dem blossen Auge kaum sichtbar, die grösste Dicke übersteigt niemals eine Linie. Der Verlauf der Lamellen ist entweder parallel, geradlinig oder leicht gekräuselt und wellig gewunden, manchmal ist ein krystallinisches Korn von rissigem Sanidin oder durchsichtigem Quarz eingestreut, um welches die Lamellen sich herumschmiegen, so dass der Durchschnitt des Gesteins dann im Kleinen ganz dem des bekannten Augengneiss ähnlich ist. Mitunter findet sich auch eine blasenartige Auftreibung in dem Gestein, in deren Nähe sich auf dem Querbruch oft die Lamellen auf eine merkwürdige Weise gestaucht zeigen; vor dem Blasenraum werden die dickern Lagen meist plötzlich dünner und legen sich als feine Decken über denselben hinweg, um auf dessen anderer Seite ebenso rasch wieder anzuschwellen. Die mikroskopische Untersuchung der erwähnten neuseeländischen Gesteine ergab, dass die dunkeln lithoidischen Lamellen wahrscheinlich aus Feldspathsubstanz, sehr wenig Quarz und Magneteisenflitterchen, die hellgefärbten Lamellen nur aus Feldspathsubstanz mit eingestreuten zahlreichen Quarzkörnchen bestehen.

Die Quarztrachyte als die sauersten Glieder der Trachytgruppe haben einen Kieselsäuregehalt, welcher den des Sanidin oft um ein bedeutendes übersteigt.

Analysen von Quarztrachyten:

I. Gestein von der kleinen Rosenau im Siebengebirge (Sanidophyr v. Dechen). G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. I. Aufl. II. 2187.

II. Gestein von der Hohenburg bei Berkum, gegenüber dem Siebengebirge. Bischof, ebendas. II. 2179.

III. Ganggestein von der Insel Ponza, ähnlich feinkörnigem Granit, mit vielen Glimmerblättchen, auch undeutlich ausgebildeten Feldspathen. Abich, vulk. Ersch. 1841. 21.

IV. Lichtgraues dichtes schieferiges Ganggestein von der Punta di Tramonte auf der Insel Palmarola; deutliche Sanidinzwillinge in geringer Anzahl. Abich. ebendas. 20.

V. Gestein vom Berg Hradek bei Nagy-Mihály in der Mar-

maros, Ungarn, mit eingesprengten Quarzkörnern. C. v. Hauer, Jahrb. d. geol. R.anst. X. 1859. 466.

VI. Gestein von Telkibánya in Ungarn (»schwammiger Trachytporphyr«). C. v. Hauer, ebendas.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	78.87	72.26	73.46	74.54	75.83	81.93
Thonerde . . .	11.62	13.77	13.05	13.57	15.78	11.15
Eisenoxyd . . .	1.12	2.72	1.49	1.74		—
Manganoxyd . .	—	Spur	Spur	0.10	—	—
Kalk	0.54	0.22	0.45	0.34	2.22	0.75
Magnesia	0.46	0.20	0.39	0.24	0.99	—
Kali	3.11	4.32	4.39	3.68	1.96	4.46
Natron	3.94	6.56	6.28	4.86		
Glühverlust . . .	1.00	0.46	—	0.20	3.22	1.71
	100.66	100.51	99.51	99.27	100.00	100.00

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.
Kieselsäure	75.91	77.92	78.95	73.57	75.07	74.78	82.47
Thonerde	11.49	12.01	10.22	17.19	10.18	13.10	8.17
Eisenoxyd	—	—	—		4.71	—	—
Eisenoxydul	2.13	1.32	2.91		—	1.71	2.11
Kalk	1.56	0.76	1.84	1.41	1.78	0.84	0.47
Magnesia	0.76	0.13	0.14	0.81	0.46	0.29	0.05
Kali	5.64	3.27	1.76	2.19	7.80	3.77	1.85
Natron	2.51	4.59	4.18	4.83		5.20	3.48
Glühverlust	—	—	—	—	—	0.31	1.40
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

VII. Gestein vom Berg Baula in Westisland, weisslich, etwas rauh-porös. Bunsen, Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 201.

VIII. Gestein vom Berg Strútrháls bei Kalmanstúnga, südöstlich von der Baula, Westisland, blendend weiss, deutlich krystallinisch-körnig. Bunsen, ebendas. 201.

IX. Von der Felsklippe Arnarhnípa zwischen Hruni und Stórinúpr am Ufer der Laxá, Südisland, gelblich weiss, etwas feinkörnig erdig. Bunsen, ebendas. 201.

X. Weissgraues, körniges Gestein vom Hofe Fagranes im Oexnadalr, Nordisland. Bunsen, ebendas. 208.

XI. Auswurfsblöcke am Schlund Viti bei dem Vulkan Krafla, Nordisland. Forchhammer, Journ. f. pr. Chem. XXX. 1843. 392.

XII. Quarztrachyt vom Südabhange des Monte Venda in den Euganeen, schneeweisse, äusserst feinkörnige, homogen erscheinende Masse, in der mit der Loupe einzelne kleine Sanidine und Quarze ersichtlich sind. vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 510.

XIII. Brauner hornsteinähnlicher Quarztrachyt vom Monte di Cattajo in den Euganeen; in schimmernder, schwach fettglänzender Grundmasse viele Quarze, weniger Sanidin, höchst spärlicher oder kein Glimmer. vom Rath, ebendas. 514.

Vor Allem leuchtet die grosse Aehnlichkeit mit der Zusammensetzung der Granite und Felsitporphyre ein. Im Allgemeinen sind die Quarztrachyte etwas saurer, nicht nur als die Granite, sondern auch als die Felsitporphyre, welche ihrerseits schon saurer sind als die Granite (Bd. I. 552); der Thonerdegehalt der Quarztrachyte ist nicht unwesentlich geringer als der der Granite, durchschnittlich dem der Felsitporphyre gleich oder um eine sehr geringe Grösse unter demselben bleibend; die Eisenmenge der Quarztrachyte stimmt dagegen mit der der Granite und bleibt etwas unter der der Felsitporphyre, die Kalk- und Magnesia-Mengen sind bei allen dreien dieselben; auch die Summen der Alkalien sind bei ihnen nahezu gleich, oder bei den Felsitporphyren und Quarztrachyten um ein weniges höher, als bei den Graniten; während dagegen unter den Graniten das Kali gewöhnlich über das Natron vorwaltet, enthalten die Quarztrachyte mehr Natron als Kali, sind also den Soda-Graniten (Bd. I. 486) zu vergleichen; folgendes ist die Durchschnittszusammensetzung der drei Gesteine:

	Granit (Roth)	Felsitporphyr (Roth)	Quarztrachyt (Zirkel)
Kieselsäure	72	74	75—77
Thonerde	16	12—14	12—12½
Eisenoxyd u. -oxydul	1½	2—3	1½—2
Kalk	1½	1½	1—1½
Magnesia	½	½	½—½
Kali	6½	7—9	7—9
Natron	2½		

Ist auch kein Quarz zu erkennen, so muss derselbe doch wegen des hohen Kieselsäuregehalts in der Grundmasse vorausgesetzt werden.

Das Gestein I von der Rosenau im Siebengebirge, von v. Dechen Sanidophyr genannt, hat ein eigenthümliches Aussehen: es besteht aus einer sehr harten und splitterigen, hornsteinähnlichen,

scheinbar vollständig homogenen Grundmasse, von meist hellgrauer und bläulichgrauer Farbe, worin, von derselben fest umschlossen, stark durchscheinende, tafelförmige, meist einfache Sanidinindividuen liegen; Magneteisen und Titanit sind ebenfalls hier und da zu erkennen. Mit blossem Auge und der Loupe ist in dem Gestein keine Spur von Quarz zu beobachten, v. Dechen (Geognost. Führer in d. Siebengeb. 111) spricht die Vermuthung aus, dass in der Grundmasse Sanidinsubstanz in der freien Kieselsäure gewissermaassen aufgelöst sei. In einem sehr dünnen Schliff gewahrt man aber ganz deutlich, zumal mit Hülfe eines Polarisationsapparats, dass die Grundmasse keine homogene Substanz, sondern ein Gemenge ist, indem sie ein unendlich feinkörniges Aggregat von stark durchscheinenden lichtern und weniger durchscheinenden, etwas trübern Pünktchen darstellt, von denen die letztern ohne Zweifel dem Sanidin, die erstern dem Quarz angehören. Dieses Gestein, welches sich nach v. Dechen an einem sehr beschränkten Punkte an dem Abhange der kleinen Rosenau nach dem Mittelbach hin in einem alten Hohlwege anstehend und in vielen losen Blöcken umhergestreut findet, ausserdem in sehr ähnlichen Abänderungen als Einschluss im Trachytconglomerat erscheint, ist das sauerste des Siebengebirges und das einzige Quarztrachytvorkommniss in diesem Gebirge, welches ausserdem ausgezeichnete Sanidin-Oligoklastrachyte, Hornblende-Andesite und eine Varietät von Augit-Andesit besitzt; es ist das einzige nicht Oligoklas führende Gestein im Siebengebirge. Das Gestein II von der Hohenburg bei Berkum enthält in einer feinkörnigen, sandsteinähnlichen Grundmasse ebenfalls keinen Quarz ausgeschieden, dagegen zahlreiche höchstens 2 Linien grosse Krystalle von Sanidin und kleine schwarze Körnchen von Magneteisen. v. Dechen berechnete den Gehalt an Quarz in I auf 34.88; nimmt man bei II an, dass das Gestein nur Sanidin und keinen Oligoklas enthält, so ergibt sich ein Ueberschuss an freier Kieselsäure von 14.51 pct.; bei der Annahme, dass das Gestein nur Oligoklas und keinen Sanidin enthält, wächst dieser Ueberschuss an freier Kieselsäure bis auf 30.39 pct. Man wird in einem Dünnschliff, welcher sich wegen des leichten Zerbröckelns der feinporösen Masse nicht leicht ausführen lässt, höchst wahrscheinlich mikroskopischen Quarz in der Grundmasse finden.

Die Gesteine von den Ponzainseln (Analysen III u. IV) ent-

halten nach Abich meist sichtbar ausgeschiedenen Quarz. Das Ganggestein von Palmarola (IV), papierdünn geschiefert, wie Gneiss, ist auf den Ablösungsflächen mit kleinen Quarzkrystallen besetzt (diese dürften secundärer Entstehung sein). Das »feinkörnigem Granit ähnliche« Gestein III schliesst sich seiner Ausbildung nach vielleicht den S. 153 erwähnten neuseeländischen Gesteinen an. Ein poröses »Gang- und Massengestein« von der Ponzainsel Zannone (mit 75.09 Kieselsäure) führt in einer röthlichgelben und weissen Masse kleine glänzende Krystalle von Quarz und Sanidin, keinen Glimmer. Abich schliesst aus seinen Analysen, dass die Quarztrachyte (seine Trachytporphyre) der Ponzainseln in zwei Varietäten zerfallen, in eine natronreichere, mit schieferiger und körniger Textur, und eine kalireichere Varietät, welche meist von thonsteinartiger Beschaffenheit ist. (Die relativ grössere Kalimenge ist vielleicht Folge von Zersetzung, durch welche Natronverbindungen weggeführt sind, womit übereinstimmen würde, dass die letztere Varietät in Porzellanerde übergeht).

Der ausgezeichnete felsitische Quarztrachyt der Baula (VII) stellt ein gelblich- oder graulichweisses, ziemlich poröses, scheinbar aus Feldspathsubstanz gleichartig gemengtes Gestein dar, welches ziemlich viel Quarz enthalten muss; selten erscheint eine lange dünne Hornblendenadel oder ein glänzendes Feldspathblättchen, welches nie Zwillingsstreifung zeigt oder ein wasserklares muschelig brechendes, rundliches Körnchen von Quarz, welches sich leicht von dem Feldspath unterscheiden lässt. Unter dem Mikroskop löst sich die Grundmasse deutlich in Quarz- und Feldspathsubstanz auf. Die ausgezeichnete Schieferung (vgl. oben) macht dies Gestein phonolithähnlich. Noch etwas feinkörniger, und manchmal von fast thonsteinähnlicher Beschaffenheit, aber nahezu immer deutlich geschiefert sind die isländischen Quarztrachyte von der Arnarhnípa (Adlerklippe) an der Laxá (IX), vom Laugarfjall an den Geysirn (mit 75.29 Kieselsäure nach Bunsen), vom Geitlandsjökull an den Abhängen nach Kalmanstúnga hin, welche auch nur höchst selten irgend eine Ausscheidung zeigen. Im nördlichen Island gleicht das Gestein vom Hofe Fagranes im Oexná-Thal (X) dem von der Baula, nur enthält es mehr Hornblende und ausserdem deutlich gestreiften Oligoklas; graue Varietäten wechseln dort mit olivengrün gefärbten.

Einer der ausgezeichnetsten Quarztrachyte ist das Gestein, welches in losen Auswurfsblöcken in der Nähe des Kratersees Viti

an dem nordwestlichen Fusse der Krafla auf Island umherliegt; es ist ziemlich zerreiblich und besteht zum grössten Theil aus schneeweissem, dem bekannten Eisspath vom Vesuv sehr ähnlichem Feldspath, dessen feine dünne und durchsichtige Blättchen so lose an einander gefügt sind, dass man sie einzeln unterscheiden kann; feine, haarförmige Striche sind dünne Hornblendesäulchen. Durch das ganze Gestein ist Quarz in grosser Menge verbreitet, die einzelnen wasserklaren Individuen, die grössten nur liniengross, sind fast alle krystallisirt mit scharfen glasglänzenden Flächen; selten erscheint ein scharfes Magneteisenoktaederchen oder sechsseitiges Eisenglanztäfelchen. Ausser Forchhammer (An. XI) hat auch Genth dies Gestein untersucht und fand darin: Kieselsäure 80.23; Thonerde 12.08; Kalk 0.95; Manganoxydul Spur; Magnesia Spur; Kali 4.92; Natron 2.26 (100.44). Forchhammer und Genth, trotzdem ersterer Quarz und Hornblende mitanalysirte, betrachteten diese Masse als ein einfaches Mineral, als eine Feldspathspecies, weil darin der Sauerstoff von $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} = 1 : 3$ ist und nannten diese Krablit oder Baulit, weil auch der Quarztrachyt von der Baula (ebenfalls von Forchhammer analysirt) wegen seines scheinbar homogenen Aussehens als einfaches Mineral galt; da die untersuchten Gesteine abweichende Mengen von Quarz enthielten, musste natürlich der Kieselsäuregehalt der einzelnen Analysen sehr verschieden ausfallen und so stellte Forchhammer für seinen angeblichen Feldspath das Sauerstoffverhältniss $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} = 1 : 3 : 18$ auf, Genth berechnete nach seinen Analysen das Verhältniss 1 : 3 : 24. Sartorius von Waltershauten erkannte in seinen »Vulkanischen Gesteinen von Sicilien und Island« dieses Gestein, in welchem er selbst Quarz fand, als das extremste Glied der Feldspathgruppe an, welches doppelt so sauer sei, als der Orthoklas, und so fand der »Krablit oder Baulit« in ungerechtfertigter Weise seinen Weg in mineralogische Lehrbücher.

Die isländischen Quarztrachyte bieten keine Constanz in dem Alkalienverhältniss dar: so enthält das Gestein von der Arnarhnípa (IX) 4.18 $\dot{Na}$ auf 1.76 $\dot{K}$, das vom Fálkaklettr bei Kalmanstúnga (mit 76.42 Kieselsäure) 5.24 $\dot{Na}$ auf 1.94 $\dot{K}$, also nahe übereinstimmendes Uebergewicht des $\dot{Na}$, das vom Laugarfjall an den Geysirn aber 5.42 $\dot{K}$ auf nur 2.71 $\dot{Na}$; auch ein Gestein vom Klettaberg bei Kalmanstúnga ergab 3.01 $\dot{K}$ auf 2.35 $\dot{Na}$, ein anderes aus den Umgebungen von Kalmanstúnga 3.00 $\dot{K}$ auf 2.33 $\dot{Na}$; seltsa-

merweise fand in dem Gestein von der Baula Bunsen 5.64 $\dot{K}$ auf 2.51 $\dot{Na}$, Kjerulf dagegen gerade umgekehrt 2.87 $\dot{K}$ auf 4.74 $\dot{Na}$; auch Forchhammer erhielt ein Uebergewicht des $\dot{Na}$ (3.46 auf 2.63 $\dot{K}$). Die stark natronhaltigen Quarztrachyte, zu denen auch die der Euganeen gehören, dürften Oligoklas enthalten; damit stimmt überein, dass in dem Quarztrachyt vom Oexnadalr, welcher 4.83 $\dot{Na}$ und 2.19 $\dot{K}$ besitzt, gestreifter Feldspath deutlich zu erkennen ist.

Zersetzte isländische Quarztrachyte, deren Umwandlung durch Fumarolen hervorgebracht ist, wurden durch Bunsen und Kjerulf untersucht; a ist eine weisse erdige, zerreibliche Masse vom Laugarfjall an den Geysirn (Bunsen, Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 260); b eine grünliche Grundmasse mit kleinen scharf abgesonderten kugeligen weissen Partieen vom Berge Tröllakirkja im Nordland (Kjerulf, Annal. d. Chem. und Pharm. LXXXV. 1853. 260); c eine schwach gelblichröthliche, fast zerreibliche Grundmasse mit Quarzkrystallen in Höhlungen, durch Salzsäure vollständig entfärbt und schneeweiss werdend; gangförmig in palagonitischen Tuffen zwischen Fagranes und Grimstúngr am Berge Tröllakirkja (Kjerulf, ebendas.).

	a	b	c
Kieselsäure . .	75.84	78.15	81.36
Thonerde . .	13.71	11.52	10.24
Eisenoxyd . .	3.21	1.65	1.93
Kalk	0.70	0.47	0.30
Magnesia . .	0.14	0.07	0.06
Manganoxyd .	—		0.08
Kali	1.24	2.90	4.88
Natron . . .	1.94	4.19	2.03
Wasser . . .	2.18	—	—
	98.96	98.95	100.88

Für a existirt auch die Analyse des unzersetzten Gesteins und durch Vergleichung ergibt sich, dass Kieselsäure und Thonerde nur unbedeutend verändert sind, dagegen hat das zersetzte Gestein Wasser aufgenommen und dafür einen Alkalienverlust erlitten; in dem frischen Gestein beträgt das Kali 5.42, das Natron 2.71. Die Kügelchen in b bestehen entweder aus dichter Quarzmasse, oder nur aus einer Kruste von Quarzkryställchen, welche eine Höhlung um-

schliessen. Der Glühverlust beträgt 1.847, die Analyse ist auf wasserfreie Substanz berechnet. Der Quarzgehalt von 3 pct., welchen Kjerulf durch Schlämmen bestimmte, ist gewiss zu niedrig, die mikroskopischen Quarzkörnchen können auch durch eine solche Operation kaum getrennt werden. Jene Kügelchen sind übrigens sehr wahrscheinlich secundärer Entstehung, hervorgegangen aus einer localen Concentration der fein durch die Feldspathmasse vertheilten Quarzsubstanz, ähnlich den Feuersteinknollen in der Kreide. c ist auch auf wasserfreie Substanz berechnet, der Glühverlust beträgt 1.656, es enthält auch eine Spur von Schwefelsäure. Eigenthümlich ist gegen a der hohe Alkaliengehalt in b und c, welcher wahrscheinlich vor der Zersetzung nicht grösser gewesen ist.

Die ungarischen Quarztrachyte unterliegen durch die Einflüsse der Atmosphärilien, welchen sie wegen ihres hohen Kieselsäuregehalts lange Widerstand leisten, der Zersetzung zu Porzellanerde. Sehr ausgezeichnet sind die Porzellanerdelager von Dubrinics, nördlich von Unghvár in Ungarn und von Parba, westlich von Rodna in Siebenbürgen.

Viele Quarztrachyte zeigen ein Sauerstoffverhältniss von $\dot{R}$ und $\dddot{\underline{R}}$, welches dem von 1 : 3 ziemlich nahe kommt, z. B. unter den isländischen der der Baula 1.149 : 3, der vom Strútrháls bei Kalmanstúnga 1.001 : 3, der von der Arnarhnípa 1.019 : 3, der vom Fálkaklettr bei Kalmanstúnga 1.059 : 3; es ist dies das Feldspathverhältniss und die Abweichungen scheinen durch Beimengung von Hornblende und Magneteisen herbeigeführt, deren Gegenwart durch den Eisengehalt angezeigt wird; dennoch sind diese Unterschiede so gering, dass das Verhältniss kaum verdunkelt wird. Die Sauerstoffzahl der Kieselsäure übersteigt natürlicherweise stets bei weitem 12, die des Sanidin. Legt man Sanidin zu Grunde, so ergibt sich der Gehalt an Quarz im Gestein von der Baula 27.33, vom Strútrháls 31.32, von der Arnarhnípa 34.53. Nimmt man nebenbei Oligoklas an, so muss der Quarzgehalt etwas niedriger ausfallen.

Als sehr kieselsäurereiche Gesteine haben auch die Quarztrachyte ein verhältnissmässig geringes spec. Gewicht; es beträgt bei

dem Gestein von Berkum	2.631	von der Rosenau	2.475
von Ponza	2.539	von Palmarola	2.529
von Zannone	2.611	vom Laugarfjall, Isl.	2.501

von der Baula	2.572	von der Arnarhnípa	2.575
vom Monte Venda	2.553	v. Monte di Cattajo	2.443

also durchschnittlich 2.5—2.6, ähnlich dem der Granite.

Bei den Quarztrachyten ist Absonderung in Säulenform nicht selten. Das Hauptgestein der Insel Ponza ist nach Poulett Scrope und Abich in Säulen von oft grosser Regelmässigkeit und der Dicke von nur wenigen Zollen abgesondert (prismatic trachyte) welche entweder senkrecht stehen, oder in Form strahliger Bündel divergiren, während auf der Nordküste der Insel Palmarola 100—200 Fuss hohe Säulen eine prächtige Halle wölben. Der Quarztrachyt der Hohenburg bei Berkum unweit Bonn ist in mächtige Säulen und Pfeiler abgesondert. Sehr ausgezeichnet ist die säulenförmige Absonderung bei dem Baulagestein in Island: die unter einem Winkel von 40° ungefähr 3000 Fuss hoch sich erhebende zuckerhutförmige Bergpyramide ist von oben bis unten in wildester Unordnung mit regelmässig ausgebildeten Säulenfragmenten von der verschiedensten Länge und Dicke bedeckt; manche derselben sind nur fingerdick und stellen sehr zierliche Gestalten dar. Nach v. Richthofen sind dagegen die Quarztrachyte Ungarns nie säulenförmig abgesondert.

Eigentliche Quarztrachytlaven, krystallinische Sanidinlaven mit ausgeschiedenem Quarz sind nicht bekannt: die aus Kratern geflossene sauertrachytishe Mischung ist zu glasigen, halbglasigen und schaumigen Formen, zu Obsidianen, Perliten, Trachytpechsteinen, Bimsteinen erstarrt; vgl. darüber unten. Auf der andern Seite sind vielfach in denjenigen Regionen, wo Quarztrachyte an die Oberfläche gedrungen sind, auch die weniger sauren Glieder der Trachytfamilie, die eigentlichen Trachyte und Andesite zur Ausbildung gelangt.

Was nun die Verbreitung der Quarztrachyte anbelangt, so sind deren Vorkommnisse, obschon sie nirgendwo Terrains von weiter Ausdehnung zusammensetzen, dennoch in verhältnissmässig reichlicher Anzahl vertreten; bisher nur vorwiegend in Europa und Mexico beobachtet und untersucht, lernt man sie allmählich auch von vielen andern Punkten der Erde in vollständig gleicher Ausbildungsweise kennen.

Unter den europäischen Quarztrachyten haben wir in jüngster Zeit besonders über die ungarischen durch v. Richthofens ausge-

zeichnete Abhandlung genaue Kunde erlangt. In dieser wird, worauf schon oben (S. 145) aufmerksam gemacht wurde, die ganze Gruppe der sauersten Trachytgesteine mit allen ihren verschiedenen krystallinischen, glasigen, emailartigen, schaumigen Ausbildungsweisen unter dem Namen Rhyolith zusammengefasst. v. Richthofen unterscheidet fünf Rhyolithgebirge in Ungarn (von West nach Ost fortschreitend): 1. das von Schemnitz; 2. das von Vissegrad; 3. das der Matra; 4. das von Eperies-Tokay; 5. das von Vihorlat-Gutin; und zwei derselben in Siebenbürgen: 6. das der Hargitta; 7. das Siebenbürgische Erzgebirge. Ueberall tritt eine reiche Manchfaltigkeit in der Gesteinsentwicklung und die innigste Verknüpfung der krystallinischen und hyalinen Gesteine entgegen. Unter den Quarztrachyten mit deutlich ausgeschiedenem Quarz ist am charakteristischsten das Gestein vom Kelemen-hegy bei Oroszi, östlich von Bereghszász. Die ältesten trachytischen Gesteine Ungarns sind die von v. Richthofen sogenannten Grünsteintrachyte, welchen die grauen Trachyte folgen (beide entsprechen als Oligoklasgesteine unsern Andesiten), während sämmtliche als Rhyolithe zusammengefassten Gesteine einer dritten Bildungsperiode angehören. Ihr Auftreten ist ganz und gar an das der Andesite gebunden, sie setzen sich wie Schmarotzer an dieses ältere Gebirge fest, begleiten es längs den Flanken und Abfällen. Die Hauptthätigkeit der Rhyolithausbrüche bestand in dem Hervorstossen vulkanischer Kegel und der Eröffnung reihenförmig angeordneter Kratere. Unter den Rhyolithen sind die hyalinen Gesteine die ältesten, die Quarztrachyte (»felsitische oder normal erstarrte Rhyolithe«) die jüngsten, deren Eruptionen schon auf dem Festland stattfanden. Sie zeichnen sich durch ihre Massenausbrüche aus, welche zwar nie denen der ältern Andesite gleichkommen, aber dennoch selbst da, wo das Gestein nur das Product eines einzigen Ausbruchs ist, selbständige Berge und Gebirge zusammensetzen, wogegen die hyalinen Rhyolithe (Obsidiane, Perlsteine, Bimsteine) vorherrschend dünnflüssige Laven von eigentlichen Vulkanen darstellen. Die basaltischen Gesteine scheinen alsdann die vierte und letzte Periode eruptiver Thätigkeit zu bezeichnen.

Zur Kenntniss der benachbarten siebenbürgischen Quarztrachyte hat Stache sehr werthvolle Beiträge geliefert; er unterscheidet hier I. eine Gruppe der jüngern und II. eine Gruppe der ältern Quarz-

trachyte (Dacite). Die jüngern Quarztrachyte haben eine krypto-krystallinische bis mikrokrystallinische Grundmasse, welche einestheils hornsteinartig und quarzitisch, anderntheils lithoidisch und emailartig ist, aber fast immer bedeutend vorherrscht über die porphyrartig ausgeschiedenen Bestandtheile. Der wesentlichste der letztern ist Quarz; nächst ihm erscheint am häufigsten Sanidin; seltener und mehr unwesentlich, nach Localitäten variirend ist das Auftreten von klinoklastischem Feldspath, von schwarzem Glimmer und sehr selten von weissem Glimmer und Granat, auch Hornblende ist nur höchst vereinzelt. Die Gesteine haben fast durchaus den Charakter der zu den Felsitporphyren gehörenden sog. Hornsteinporphyre. Stache fasst diese Gesteine als Ryolithe zusammen, da sie (und auch nur sie in Siebenbürgen) einer Abtheilung der v. Richthofenschen Rhyolithe entsprechen, und stellt bei ihnen drei Haupttypen auf:

a) Die Rhyolithe mit dunkler hornsteinartiger Grundmasse, wozu namentlich die Gesteine des Vlegyásza-Gebiets gehören; die Grundmasse ist meist scharfsplitterig, flach- und unvollkommenmuschelig mit bedeutender Härte; nicht selten beobachtet man eine jaspisartig verschwommene Zeichnung oder auch eine Neigung zu lamellarer Textur durch den Wechsel von feinen hellern und dunklern Streifen oder hin und wieder auch langgezogene poröse schlackenartige Lagen innerhalb der sonst dichten gleichartigen Grundmasse.

b) Rhyolithe mit porzellanartiger Grundmasse; letztere, sehr hart und dicht, ist weiss oder wenigstens sehr hell gefärbt und überwiegt stets den ausgeschiedenen Quarz, zu dem sich meist Sanidin gesellt; es erreichen diese Gesteine in den schönen Vorkommnissen vom Kelemen-Hegy bei Oroszi und von Bereghszász in Ungarn die vollkommenste Ausbildung. In Siebenbürgen erscheinen solche minder ausgezeichneten Gesteine z. B. am Fuss des Kegels von Gyerö-Vásárhely, im Trachytgebiet zwischen Panyik und Valje Bedecsuluj.

c) Rhyolithe mit porös-bimsteinähnlicher Grundmasse; rauh porös zellige Beschaffenheit zeichnet die gelbgraue oder grünlichgraue Grundmasse aus, in welcher reichlich Quarz in kleinen eckigen Körnern und häufig schwarzer Glimmer, Sanidin nur in feinen Täfelchen ausgeschieden vorkommen; derlei Gesteine erscheinen am Csicsóberg bei Retteg und bei Affinis im Verespataker Gebiet.

Die Gruppe der ältern Quarztrachyte begreift Gesteine, welche bisher von v. Richthofen, der darin den Quarz übersah, theils zu seinen grauen, theils zu seinen Grünsteintrachyten gerechnet wurden. Während die jüngern Quarztrachyte (Rhyolithe) neben dem Quarz vorwiegend Sanidin ausgeschieden zeigten, zeichnen sich die ältern Quarztrachyte dadurch aus, dass in ihnen der Oligoklas (in Verbindung mit Hornblende) herrscht oder den Sanidin überwiegt, so dass sich diese Gesteine den Quarzandesiten nähern. Stache schlägt für letztere Gesteine den Namen Dacit vor, da sie im alten Dacien eine besonders hervorragende Rolle zu spielen scheinen; von denjenigen Abtheilungen, welche er innerhalb dieser Gruppe unterscheidet, gehört die erste, »die andesitischen Quarztrachyte«, diejenigen, welche sich — abgerechnet ihren Quarzgehalt — ihrer Zusammensetzung und ihrem Habitus nach am meisten den Andesiten anschliessen, wirklich zu den Quarzandesiten, indem sie Quarz, Oligoklas (keinen Sanidin), Hornblende, Glimmer, seltener und sparsamer auch Augit und Olivin enthalten; vgl. darüber unten. Die »granito-porphyrischen Quarztrachyte« stellen sich aber als ächte quarzhaltige Sanidinoligoklas-Trachyte dar. Quarz, Sanidin, Oligoklas, reichlich Hornblende und daneben gewöhnlich noch schwarzer Glimmer sind derartig in grossen deutlichen Krystallen in der felsitischen Grundmasse ausgeschieden, dass das Gestein dadurch einen porphyrischen, granitoporphyrischen oder selbst granitähnlichen Charakter im Gefüge erhält. Quarz ist meist reichlich vorhanden, die Grundmasse ist gewöhnlich dicht und erhält, selbst wenn sie feinkörnig wird, nie den rauh-porösen Charakter der ächten Trachytgrundmasse; Oligoklas ist der am deutlichsten und reichlichsten vertretene Feldspathgemengtheil und neben der Hornblende spielt der schwarze Glimmer eine bedeutendere Rolle, als in den quarzfreien Sanidin-Oligoklastrachyten. Hierher gehören der lichtgraue Quarztrachyt vom Illovathal bei Rodna, der sehr quarzreiche, stark glimmerhaltige und granitähnliche Quarztrachyt von Magura im Szamosgebiet, der lichte Quarztrachyt von Kis-Bánya; der Quarztrachyt von Sebes und Székelyó im Vlegyászagebiet, der eigentlich typische Repräsentant dieser Abtheilung, bei dem die dichte bis feinkörnige Grundmasse fast immer stark gegen die scharfbegrenzten und grossen Krystalle zurücktritt: grauer und fettglänzender Quarz in mittelgrossen Körnern, regelmässig durch das Gestein zerstreut,

rissiger, weisser oder gelblicher Sanidin, längliche, weissliche, glänzende Oligoklaskrystalle mit deutlicher Streifung, Hornblende in 3—6 Linien langen Säulen, spärlicher schwarzer oder tombakbrauner Glimmer. Die dritte Abtheilung Stache's »die grünsteinartigen Quarztrachyte«. quarzhaltige Gesteine begreifend, welche sich ihrer sonstigen Ausbildung nach eng an die »Grünsteintrachyte« von Richthofens anschliessen, sind vorwiegend Quarzandesite; vgl. darüber unten.

Die trachytischen Gesteine von Gleichenberg in Steiermark mit sehr rissigen Sanidinen und schwarzen Glimmerblättchen in graulichweisser Grundmasse, führen nach Andrae auch schwach violblau gefärbten, stark glasglänzenden und deutlich muschelig brechenden Quarz, den die frühern Beobachter L. v. Buch und v. Fridau übersehen haben.

Die neuerdings durch vom Rath erforschten Euganeen in Nordost-Italien, deren Perlite längst bekannt sind, enthalten auch Quarztrachytgesteine, aus denen z. B. der centrale und höchste Gipfel des Monte Venda besteht; auf kleinem Raum scheint ein ziemlicher Reichthum von Varietäten sich darzubieten, solche mit feinkörniger Grundmasse, mit hornsteinähnlicher, fettglänzender, porzellanartiger Grundmasse, mit einer Grundmasse, in welcher wellig-streifige kieselsäurereiche und kieselsäurearme Partieen abwechseln. Manche Abänderungen sind reich an Körnern und Krystallen von Quarz; vom Rath vergleicht das Vendagestein in Ansehen und Zusammensetzung mit dem Baulagestein in Island.

Von den Ponzainseln bei Neapel (Ponza, Palmarola und Zannone) lehrte Hamilton schon 1785 quarzhaltige Trachytgesteine kennen. Später haben Poulett Scrope und Abich die Verhältnisse dieser Gesteine, welche dort in grosser Manchfaltigkeit entwickelt sind, genauer untersucht. Auf der Inselgruppe der Liparen, namentlich auf Lipari, Vulcano und Basiluzzo finden sich nach Abich »Trachytporphyre« in grosser Verbreitung; Friedrich Hoffmanns »steinige Feldspathlaven« von diesen Inseln entsprechen unsern lithoidischen Quarztrachyten. Ein recht eigenthümliches Gestein ist das röthlichgraue, welches auf Basiluzzo herrscht: eine weiche, lockere, erdige und fast zerreibliche Grundmasse umschliesst sehr zahlreiche schneeweisse, 1—2 L. lange glasige Feldspathkrystalle, viele stark glänzende, scharf sechsseitige Glimmertafeln und in bedeutender Anzahl kleine lichtgraue und stumpfeckige Glas- oder

Emailkörner, welche stark an Quarz erinnern; sie sind lebhaft fettglänzend und spröde und finden sich in deutlichen Parallelstreifen zusammengedrängt, wodurch eine ausgezeichnete Spaltbarkeit hervorgerufen wird. Vielleicht dürfte man dieses Mittelglied zwischen glasiger und krystallinischer Ausbildung mit dem Gestein vom Monte Amiata (S. 154) vergleichen. In andern Gesteinen auf Basiluzzo sind die Feldspathkrystalle fast schaumig und aus seidenglänzenden, fast bimsteinartigen Längsfasern zusammengesetzt (Fr. Hoffmann, Poggend. Ann. XXVI. 1832. 17).

Die Mühlsteine der griechischen Insel Milo, Argentiera (Kimolo) scheinen Zersetzungsproducte der Quarztrachyte zu sein; gleichfalls das Alunitgestein, welches Virlet von der Insel Aegina beschreibt. Nach Fiedler gibt es bei Klima auf der Insel Milo einen Trachyt von graulichschwarzer Farbe, der zahlreiche Sanidinkrystalle und viele rundliche blassrosenrothe Körner von Quarz enthält; auf der Insel Antimilo umschliesst ein trachytisches Gestein viele wasserhelle Quarzkörner neben vielen Sanidin- und Hornblendekrystallen.

Der spärlichen Vorkommnisse in und an dem Siebengebirge (Rosenau, Berkum) ist schon oben gedacht worden. Vielleicht ist das trachytische Gestein hierher zu rechnen, welches Verschoyle bei Killala in Irland fand, und welches eingewachsene Quarzdihexaeder enthält. De Verneuil und Collomb erwähnen einen 50—60 Meter mächtigen Gang eines Trachytgesteins am Cerro de San Christobal zwischen Griegos und Horea (Provinz Cuenca), welches in einer rauhen, violettgrauen Grundmasse Quarzdihexaeder, röthlichweissen Sanidin, Oligoklas, glänzend schwarzen Glimmer und kleine Chloritknötchen zeigt. Nach Viquesnel sind in dem Rhodope-Gebirge der Balkanhalbinsel Quarztrachyte verbreitet, welche in Perlit und Obsidian übergehen (südlich und südwestlich von Tatar-Basardschik und Philippopel, im Ardathal, auf der Wasserscheide zwischen der Arda und Maritza, bei Feredschik); eine feldspathige Masse umschliesst Sanidinkrystalle, Quarzkörner, sechsseitige Tafeln schwarzen Glimmers; der als Labrador bezeichnete gestreifte Feldspath dürfte wohl Oligoklas und ebenso der als zufälliger Gemengtheil erwähnte Augit Hornblende sein.

Der sog. »blaue Porphyr« vom Esterel-Gebirge (Caux, Boulouris unfern Fréjus) im Dép. des Var gehört zu den Quarztrachyten.

Nach Coquand hat er die Kreide durchbrochen, sein Feldspath ist Sanidin, nicht Orthoklas, und das Gestein hat, wie Roth ganz richtig bemerkt, grosse Aehnlichkeit mit dem durch Stache beschriebenen vom Illovathal bei Rodna in Siebenbürgen; daneben gewahrt man aber viele Oligoklase bis zu 3 Cm. Länge, einzelne Quarzkörner und kleine Nadeln schwarzer Hornblende. Der Kieselsäuregehalt des ganzen Gesteins beträgt nach Diday 69.6, der des Oligoklas 63.5 pct. Élie de Beaumont bemerkt in der Explication de la carte géologique de la France (I. 477), dass er »des traits frappants de ressemblance avec certains trachytes« darbiete, vereinigt ihn aber wegen seines Quarzgehalts, der damals für ein trachytisches Gestein befremdete, mit den alten Felsitporphyren. Der rothe Porphyr des Esterel gehört dem alten oligoklasfreien Felsitporphyr an (Bd. I. 560).

Island ist neben Ungarn der zweite Haupteruptionspunkt der Quarztrachyte in Europa; sie erreichen hier an Verbreitung zwar bei weitem nicht die Basaltgesteine und Tuffgebilde, nehmen überhaupt keinen eigentlichen Antheil an dem Aufbau der Insel, sind aber dennoch von zahlreichen Orten bekannt, wo sie Kuppen und Gänge bilden; namentlich existirt der breite Trachytgürtel nicht, den man früher die ganze Insel in südwestlich-nordöstlicher Diagonale durchziehen liess. Schon oben wurden als ausgezeichnete Localitäten aufgeführt: der Berg Baula, Fálkaklettr am Geitlandsjökull, Strútrháls bei Kalmanstúnga, Arnarhnípa an der Laxá, Laugarfjall an den Geysirn, Fagranes im Oexnádalr im Nordland; ausserdem erscheint er z. B. im Ljósádalr zwischen dem Berufjördr und Reydarfjördr, am Raudukambr zwischen der Laxá und Thjórsá und am Drapuhlídarfjall auf der Snaefellsjökull-Halbinsel. Die Eruptionen im Westland liegen meist aneinandergereiht in südsüdöstlich-nordnordwestlicher Richtung; die isländischen Quarztrachyte sind im Allgemeinen jünger als die Hauptmasse der Basaltgebirge, wie manche Gänge beweisen, local haben aber wieder jüngere Basalte die Trachyte gangförmig durchsetzt.

In Transkaukasien besitzen nach Abichs Untersuchungen quarzführende trachytische Gesteine in Verbindung mit ihren Obsidianen, Pechsteinen und Bimsteinen eine weite Verbreitung, welche aber zu den Quarzandesiten gehören. Vom Pic Demavend im Süden des kaspischen Meeres brachte Kotschy Quarztrachyte mit, ohne ausgeschiedenen Quarz mit Sanidin und viel schwarzem Glimmer.

Quarztrachyte mit ihren glasigen und schaumigen Modificationen sind nach v. Humboldt in Mexico ausserordentlich entwickelt. Nach den wichtigen Resultaten v. Hochstetters ist das Centrum der Nordinsel Neuseelands um den Taupo-See eine Region, in welcher Quarztrachyte, Obsidiane, Bimsteine, Pechsteine in innigstem Zusammenhange, in weiter Verbreitung und grösster Gesteinsmanchfaltigkeit vertreten sind.

Zu den Quarztrachyten gehören auch höchst wahrscheinlich die unter dem Namen Domit bekannten Gesteine, vielleicht aber auch sind dieselben zu den Quarzandesiten zu zählen; sie besitzen eine äusserst feinkörnige, matt aussehende, graulichweisse nahezu zerreibliche, dennoch aber spröde und klingende Grundmasse, in welcher kleine glasglänzende Feldspathkrystalle in grosser Anzahl eingewachsen sind; Glimmerblättchen von tombakbrauner Farbe erscheinen auch darin, Hornblendesäulchen nur selten. Den Feldspath hielt man früher für Sanidin, nach G. Rose (v. Humboldts Kosmos IV. 470) ist es aber Oligoklas mit feiner, aber deutlicher Zwillingsstreifung; die Krystalle erreichen die Grösse von 3 L. Schon L. v. Buch erwähnt die schönen Drusen von Eisenglanz mit zollgrossen Krystallen, welche in den Domiten auftreten, unter der Loupe gewahrt man in manchen Stücken sehr viele feine Schüppchen von Eisenglanz und Glimmer. Die Domite finden sich namentlich in der Auvergne (Puy de Dôme, woher ihr Name, Puy de Sarcouy, Clierzou, Petit-Suchet, Puy de Chopine), auch in Ungarn.

Lewinstein fand in dem hellgrauen Domit von Puy de Dôme mit sandsteinähnlichem Bruch: Kieselsäure 60.97; Thonerde 20.92; Eisenoxyd 3.81; Kalk 0.14; Magnesia 0.29; Kali 8.88; Natron 5.03; Wasser 0.38 (100.42); spec. Gewicht 2.605. Berthier (Ann. de chim. et phys. XVII. 28) und J. Girardin (Journal de pharm. XIV. 601) hatten früher den Domit indessen nicht vollständig untersucht. Abich erhielt in Uebereinstimmung mit Berthier eine Kieselsäuremenge von 65.50 pct., das spec. Gewicht bestimmte er zu 2.633. Neuerdings hat Kosmann die Feldspathkrystalle des Domit von der nordöstlichen Seite des Puy de Dôme analysirt und darin gefunden: Kieselsäure 63.23; Thonerde 21.76; Eisenoxyd 1.77; Manganoxydul 0.69; Kalk 3.00; Kali 2.12; Natron 7.20; Glühverlust 0.33 (100.10), woraus sich das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 9.6, das des Oligoklas ergibt. Die von Oligoklas- und Glim-

merkrystallen befreite Grundmasse lieferte: Kieselsäure 68.46; Thonerde 15.04; Eisenoxyd 2.46; Eisenoxydul 0.14; Manganoxydul 0.08; Kalk 1.41; Magnesia 0.58; Kali 4.52; Natron 4.48; Phosphorsäure 2.01; Chlor 0.29; Wasser 0.16 (99.63); spec. Gewicht 2.59.

Der beträchtliche Gehalt an Kali sowohl in der Analyse von Lewinstein, als der von Kosmann (Grundmasse) legt es nahe, dass auch Sanidin in der Grundmasse der Domite enthalten ist, namentlich wenn man das in den ausgeschiedenen Feldspathen gefundene Alkalienverhältniss in Erwägung zieht, worin das Kali vor dem Natron verschwindet; bedenkt man ferner, dass die Zwillingsstreifung auch manchen ausgeschiedenen Feldspathen zu fehlen scheint, so ist es wohl gerechtfertigt, dass der Domit zu den Sanidin- und zwar zu den Sanidin-Oligoklasgesteinen und nicht zu den Andesiten gestellt wird. Der Kieselsäuregehalt der Grundmasse ist aber selbst bei der Annahme von Sanidin so hoch, dass Quarz darin vorhanden sein muss; Kosmann sah auch unter dem Mikroskop kleine rundliche durchsichtige Körnchen, die höchst wahrscheinlich Quarz sind. Beudant erwähnt gleichfalls Quarzkörner im »Domit« von Nograd in Ungarn; diese Gründe sind leitend gewesen, dem Domit eine Stelle bei den Quarztrachyten anzuweisen.

v. Dechen, Gest. von d. Rosenau, Geogn. Führer in d. Siebengeb. 106; von Berkum 86.

vom Rath, Quarztr. des Siebengebirges, in Beitrag zur Kenntn. d. Trachyte d. Siebengeb. 1861; auch in v. Dechens geogn. Führer in das Siebengebirge 1861. 86. 106.

Abich, Quarztr. d. italien. Inseln, Vulkanische Erscheinungen 1841.

Poulett Scrope, Notice on the geology of the Ponza-Isles. Transact. of the geol. society 1827. 195—236.

Fr. Hoffmann, Quarztr. d. liparischen Inseln, Poggend. Ann. XXVI. 1832. 1.

vom Rath, Quarztr. der Euganeen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864.

Beudant, Voyage minéral. et géolog. en Hongrie III.

v. Richthofen, Studien aus den Ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen, Jahrb. d. geol. R.anst. 1861. 153.

C. v. Hauer, Quarztr. Ungarns, Jahrb. d. geol. R.anst. X. 1859. 466.

Stache, Quarztrachyte Siebenbürgens, in Geologie Siebenbürgens von F. v. Hauer und Stache 1863. 56.

Andrae, Quarztr. von Gleichenberg in Steiermark, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 268.

Bunsen, Analysen isländischer Quarztr., Poggend. Annal. LXXXIII. 1851. 201.

Sartorius v. Waltershausen, Quarztr. Islands, in Vulkanische Gesteine von Sicilien und Island.
Forchhammer, sog. Krablit, Journ. f. pr. Chemie XXX. 1843. 390.
Genth, ebendar., Annal. der Chem. u. Pharmacie LXVI. 1848. 271.
Kjerulf, zersetzte isländische Quarztrachyte, Annalen d. Chem. u. Pharmacie LXXXV. 1853. 260.
Zirkel, Quarztr. Islands in Preyers u. Z. Reise nach Island 1862. Bemerkungen über die geognost. Verh. Islands.
Virlet, Alunittrachyt von Aegina, Bull. de la soc. géol. 1832. 357.
Russegger, Mühlsteintrachyt von Milo, N. Jahrb. f. Min. 1840. 207.
Fiedler, Gesteine von Milo und Antimilo, Reise durch alle Theile des Kgr. Griechenland II. 387 u. 448.
Verschoyle, Gestein von Killala in Irland, Transact. of geol. soc. (2) V. 168.
de Verneuil und Collomb, Trachytgestein der span. Prov. Cuenca, Bull. de la soc. géol. (2) X. 1853. 134.
Viquesnel, Quarztr. des Rhodope-Gebirges, Bull. de la soc. géol. (2) X. 1853. 472.
Zirkel, Quarztr. Neuseelands in v. Hochstetters Geologie Neuseelands 1864. 110.
Zirkel, Mikrosk. Unters. v. Quarztrachyten, Sitzungsber. d. Wiener Akademie XLVII. 1863. 226.

Domit.

Leopold v. Buch, Geogn. Beob. auf Reisen u. s. w. II. 243.
Abich, Vulkan. Erscheinungen 34.
Lewinstein, Poggend. Annal. XCVIII. 1856. 163.
Kosmann, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 664.

Trachyt.

Nach den oben angeführten Bestimmungen werden die eigentlichen Trachyte durch den Mangel an Quarz und die Gegenwart von Sanidin charakterisirt, welcher entweder allein oder mit Oligoklas verbunden vorkommt; die Krystalle dieser Mineralien liegen meist in einer porösen oder rauhen, mehr oder weniger deutlich krystallinischen Grundmasse, in welcher ausserdem Hornblendesäulen und dunkle Glimmerblättchen als häufigste Einmengungen bemerkt werden. Die Grundmasse ist meistens matt, selten glänzend und gewöhnlich von lichten, weissen und hellgrauen Farben, doch kommen auch dunkler gefärbte Varietäten vor. Wie später bei den Andesiten und Basalten ziehen wir die Trachytlaven, die ächt vulkanischen Trachytgebilde von vornherein in den Kreis der Betrachtung.

Je nach der Natur der in der Grundmasse erkennbaren Feld-

spathe unterscheiden wir mit Roth zwei Hauptgruppen, welche beide zusammen den alten Syeniten und quarzfreien Orthoklasporphyren parallel sind,

Sanidin-Trachyt und

Sanidin-Oligoklastrachyt (Drachenfelstrachyt).

Sanidintrachyt.

Die Grundmasse enthält nur Krystalle von Sanidin, keinen Oligoklas. Der Sanidin erscheint meist in tafelförmigen, aber auch in säulenförmigen Krystallen von sehr verschiedener Grösse, welche fast immer starken Glanz und die bekannte rissige Beschaffenheit zeigen, dabei sich durch den gänzlichen Mangel an Zwillingsstreifung auszeichnen. Neben dem Sanidin treten in der Grundmasse hier und da stark glänzende, schwarze, sehr vollkommen spaltbare Hornblendekrystalle in Form kurzer Säulen oder langer Nadeln hervor, seltener sind braune oder schwarze, hexagonale Glimmerblättchen. Magneteisenerz, Sodalith und Titanit sind accessorische Gemengtheile, Olivin und Augit, in den basischern Gesteinen der Trachytfamilie so häufig, sind in diesen saurern eine seltene Erscheinung. Bisweilen stellt sich in diesem an sich quarzfreien Gemenge auch eine Spur von Quarz ein, ohne dass dadurch das Gestein in den Kreis der eigentlichen Quarztrachyte gezogen würde, wie ja auch Syenite bisweilen solche geringen Quarzmengen enthalten. Nimmt der Quarz überhand, so sind natürlicherweise derlei Gesteine zu den Quarztrachyten zu zählen; manchmal scheint er nicht dem Gesteine ursprünglich eigenthümlich, sondern das Product der Zersetzung des Sanidin zu sein. Die verwitterten Gesteine gleichen lichten sog. Thonsteinen.

Durch die neuen Bestimmungen und Grenzen, welche um die einzelnen Glieder der Trachytfamilie gezogen sind, ist die Anzahl der zu den eigentlichen Trachyten zu rechnenden Vorkommnisse eine beschränktere geworden. Zu der Gruppe der Sanidintrachyte gehören nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse die Gesteine vom Alsberg bei Bieberstein in der Rhön; von Rabertshausen im Grossherzogthum Hessen, weisslich grau oder schwach röthlich mit schmalen Sanidinen; die vom Monte Olibano bei Pozzuoli in Süditalien; Lava vom Monte de Vico und Arso auf Ischia (eine hellgraue Grundmasse von poröser Beschaffenheit mit Sanidin, schwarzem Glimmer, wenig grünem Augit, Magneteisen und sehr spärlichem

Olivin; Laven von der Azoreninsel San Miguel mit hellbläulichgrauer, feinkörniger oder homogen erscheinender Grundmasse, worin Sanidine, Hornblendesäulchen und Magnesiaglimmerblättchen; auch erscheinen hier basischere Gesteine, welche Sanidin in Verbindung mit Augit und Olivin ausgeschieden enthalten, deren Kieselsäuregehalt um circa 10 pct. niedriger ist. Gesteine aus Siebenbürgen und aus Canada.

Die in der Umgebung des Laacher-Sees besonders verbreiteten Tuffe enthalten zahlreiche rundliche Stücke eines nicht in der Gegend anstehenden Sanidintrachyt, zum Theil von ansehnlicher Grösse, welchen v. Dechen bezeichnend Laacher Trachyt zu nennen vorschlägt; er besitzt eine bald dichte, bald poröse, licht- und dunkelgraue Grundmasse, welche sehr viele Partieen und Krystalle von weissem, durchsichtigem Sanidin porphyrartig eingewachsen besitzt. Ausserdem kommen darin theils eingewachsen, theils in Drusen vor: Hornblende, Augit (selten), Glimmer, Olivin, Titanit, Hauyn. Als fremdartige Einschlüsse enthält derselbe ausser Devon-Gesteinen Massen von körnigem Sanidin, welche sehr reich an den verschiedensten Mineralien sind. Aehnliche Sanidinmassen treten auch, allerdings viel seltener unmittelbar in den Tuffen auf. Die Mineralien, welche in diesen körnigen Sanidinmassen (Lesesteinen) sich finden sind folgende: Augit, Hornblende, Albit, Oligoklas, Glimmer, Hauyn, Nosean, Nephelin, Mejonit, Orthit, Leucit, Olivin, Titanit, Titaneisen, Magneteisen, weisser und rother Zirkon, Korund, Saphir, rother und schwarzer Spinell, Cordierit, Apatit, Granat, Staurolith, Stilbit. Hornblende, Magneteisen und Titanit sind am häufigsten mit dem Sanidin vergesellschaftet (v. Dechen, geogn. Führer zu dem Laacher-See 1864. 61. 84; Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 142; vgl. auch Fr. Sandberger im Neuen Jahrb. f. Min. 1845. 140).

Die Lesesteine des Laacher-Sees gleichen ausserordentlich den bombenartigen, aussen glatt abgerundeten Massen krystallinischer Aggregate von Sanidin und Hornblende in den Schuttmassen um den Kratersee der Lagoa do Fogo auf der Insel San Miguel (Hartung, die Azoren 182).

Im Siebengebirge ist kein Sanidin-Trachyt bekannt. In Island und Ungarn ist er auch bis jetzt noch nicht nachgewiesen worden. Gesteine vom Kaiserstuhl (Rothweil, Oberbergen u. s. w.), welche

Roth als Sanidintrachyte anführt, gehören nach neuern Untersuchungen Fischers nicht hierher, da sie alle, wenn auch schwer erkennbaren Oligoklas enthalten. Die einzigen reinen Sanidingesteine sind die lose umherliegenden Massen der Gegend von Bischoffingen, bestehend aus mittelkörniger Sanidinsubstanz und zahlreichen kleinen rothen Granaten.

Analysen von Sanidintrachyten:

I. Küste der Azoreninsel S. Miguel bei Mosteiros, nördlich von Sete Cidades, Lava mit lichtbläulichgrauer, körniger bis dichter Grundmasse, einzelnen Sanidinen und Täfelchen tombakbraunen Glimmers. Hartung, die Azoren 1860. 97.

II. Rabertshausen, Grossherz. Hessen, nordnordwestlich von Nidda, röthlichgrau, mit Sanidin, wenig Glimmer und Hornblende. Engelbach.

III. Alsberg bei Bieberstein in der Rhön, weiss, grobkörnig, fast nur aus Sanidin bestehend, mit einzelnen Magneteisenkrystallen, Titaniten, Augiten, Glimmerblättchen. Bunsen, Mittheilung an Roth 1861. Gesteinsanalysen S. 67.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . . .	62.6	62.39	63.40
Thonerde . . .	17.6	20.23	20.20
Eisenoxydul . . .	7.4	5.32	3.89
Kalk	2.7	1.09	1.66
Magnesia . . .	0.8	0.86	0.38
Kali	6.7	5.76	3.54
Natron	2.2	3.90	8.39
Wasser	—	2.02	0.36
	100.0	101.57	101.82

Auffallend ist der hohe Natrongehalt der Analysen, der in einer (III) den Kaligehalt noch übertrifft, während doch der Sanidin ein sehr starkes Uebergewicht des Kali hervorbringen sollte. Es deutet dies darauf hin, dass in der Grundmasse noch ein natronhaltendes Silicat, Oligoklas, vielleicht auch wie Roth vermuthet Sodalith oder Nephelin vorhanden sein müsse. Vielleicht gibt es gar keinen Trachyt, welcher nur Sanidin und keinen Oligoklas enthält und es ist daher die Frage, ob sich in der Zukunft die Trennung von Sanidintrachyt und Sanidin-Oligoklastrachyt aufrecht erhalten wird.

Das spec. Gewicht der Sanidintrachyte schwankt um 2.6; es ist wegen des mangelnden Quarzgehaltes durchschnittlich etwas höher als das der Quarztrachyte, welches nur sehr selten 2.6 erreicht; es besitzt:

Sanidintrachytlava vom Arso auf Ischia	2.641	Abich,
Sanidintrachyt von Rabertshausen	2.603	Engelbach.

Zu den Sanidin-Trachyten gehört auch wahrscheinlich das Gestein des Vulkans Pacaya in Guatemala. Die von Moritz Wagner mitgebrachten Stücke (glasheller Sanidin überwiegend in dichter graubrauner Grundmasse, Magneteisen, etwas Augit) enthalten nach Bunsens Mittheilung an Roth (S. 67 der Gesteinsanalysen): Kieselsäure 59.53; Thonerde 19.39; Eisenoxydul 7.68; Kalk 6.95; Magnesia 3.04; Kali 4.81; Natron 0.65; Wasser 0.65 (102.70). Die Lava des Monte Nuovo in Süditalien, welche nur Sanidin, keinen sichtbaren Oligoklas besitzt, obgleich sie 6.17 pct. Natron, an der Montagnella del Monte Nuovo sogar 9.76 Natron auf 8 Kali (nach Rammelsberg) enthält, wird gewöhnlich, ebenso wie der sanidinhaltige sog. Piperno von Pianura zu den Phonolithlaven gezählt; sie ist auch in der That möglicherweise nephelinhaltig (vgl. darüber unten).

Unter den Trachytgesteinen Siebenbürgens erwähnt Stache einen Sanidintrachyt von Déva; dieses schöne Gestein mit grossporphyrischer Structur ist dort der einzige bisher bekannte oligoklas- und quarzfreie Trachyt; die an sich weissliche feinkörnige Grundmasse ist durch ein dichtes Netz feiner schwarzgrüner Hornblendenadeln fast verdeckt; ½—1 Zoll grosse, dicke hellgraulichrothe Krystalle von langrissigem porösem Sanidin sind mit scharfer Begrenzung darin ausgeschieden. Sollte die weisse Grundmasse nicht oligoklashaltig sein? Ausser an dem isolirten Trachytkegel westlich vom Schloss Déva treten ähnliche Gesteine an der Szuligata bei Offenbánya und im Jzworthale bei Rodna in Siebenbürgen auf.

Die trachytischen Gesteine, welche im untern Canada in der Umgegend von Montreal gangförmig, in den Gebirgen von Brome und Shafford massig (in kühnen pittoresken bis zu 1000 Fuss hohen Felsen emporragend) auftreten und von St. Hunt beschrieben wurden, gehören wohl auch zu den Sanidintrachyten, da dieser ausgezeichnete Forscher einen gestreiften Feldspath nicht erwähnt; die letztern Gesteine, welche gänzlich quarzfrei sind, bestehen oft

lediglich aus körnigen oder tafelartigen Individuen von **Feldspath**; ausserdem erscheinen darin Hornblende, Glimmerblättchen, Titanitkrystalle und Magneteisenkrystalle; der Feldspath besitzt 65.70 Kieselsäure, 0.84 Kalk und 6.43 Kali auf 6.52 Natron. Aus Sanidintrachyt scheint das Gestein zu bestehen, welches C. v. d. Decken vom Gipfel des Kilimandjaro (13800 Fuss hoch) in Ostafrica mitbrachte (Zeitschr. für allgem. Erdkunde 1863. 543). Ob die schieferigen Trachyte, welche L. v. Buch bei der Angostura und in der Nähe des Perexil auf Teneriffa, sowie bei Mogan und in der Caldera von Tiraxana auf Gran Canaria fand, und welche fast nur aus lamellaren parallel übereinanderliegenden Feldspathkrystallen bestehen, zu den Sanidin- oder Sanidin-Oligoklastrachyten gehören, bedarf noch näherer Untersuchung; die Gesteine erinnern lebhaft an Glimmerschiefer (Physik. Beschr. der canar. Inseln 215, 244 und 274).

Tasche, Trachyt v. Rabertshausen, N. Jahrb. f. Min. 1852. 591.
Engelbach, Tr. v. Rabertshausen, Geol. Spec.-Karte, Sect. Schotten, Darmstadt 1859. 43.
Abich, Trachyt v. Monte Olibano, Vulkanische Erscheinungen 30; vom Arso auf Ischia 42.
Hartung, die Azoren 1860. 97.
Stache in von Hauers und Staches Geologie von Siebenbürgen 1863. 66.
Sterry Hunt, Report of the geol. survey of Canada for 1858. Montreal 1859; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1862. 193.

Sanidin-Oligoklastrachyt.

Ein quarzfreies krystallinisches Gemenge von Sanidin und Oligoklas, wozu auch noch Magnesiaglimmer und Hornblende tritt; in der Regel bilden diese Mineralien zum Theil eine feinkörnig-krystallinische oder scheinbar dichte Grundmasse, in welcher alsdann ein anderer Theil derselben als erkennbare Krystalle oder krystallinische Körner eingesprengt ist; meist kann man Sanidin und Oligoklas an der Zwillingsstreifung, auch an Farbe, Glanz und Härte deutlich von einander unterscheiden. Der Sanidin weist meistens grössere Krystalle auf als der Oligoklas, scheint aber gewöhnlich an Menge ihm nachzustehen. Der Oligoklas besitzt sehr häufig eine ähnliche rissige Beschaffenheit, wie sie der Sanidin zeigt, weshalb man ihn auch zum Gegensatz von dem in Graniten, Porphyren, Grünsteinen vorkommenden, glasigen Oligoklas

nennen wollte; durch diese rissige Beschaffenheit wird nicht selten die Zwillingsstreifung des Oligoklas verdeckt. Augit ist sehr selten, Magneteisen vielverbreitet in feinen Körnchen eingesprengt; von andern Gemengtheilen stellt sich am häufigsten der Glimmer ein. v. Dechen macht bei Beschreibung der Trachyte des Siebengebirges darauf aufmerksam, dass die hornblendehaltigen Varietäten nur selten ausgeschiedene Krystalle von Sanidin aufzuweisen haben, dass mit der Abnahme von Hornblende die Sanidinkrystalle sich vermehren, und dass diese allgemein verbreitet sind in den hornblende- und glimmerfreien Abänderungen. Nach Roth finden sich in dem Gestein des Castellfelsens von Ischia (wohl zu den Sanidin-Oligoklastrachyten gehörend) kleine Granaten von hyacinthrother bis honiggelber Farbe eingesprengt (Der Vesuv u. d. Umgebungen v. Neapel 1857. 201).

Von den ächten Sanidin-Oligoklastrachyten, zu denen zweifelsohne eine grosse Anzahl von Gesteinen gehört, sind nur wenige bisher mineralogisch und chemisch untersucht. Am besten bekannt sind die Sanidin-Oligoklastrachyte des Siebengebirges, der Eifel, Siebenbürgens und der Euganeen.

I. Vom Drachenfels im Siebengebirge; der Sanidin möglichst entfernt; nicht mehr ganz frisch. Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 434.

II. Vom Drachenfels im Siebengebirge; die grossen Sanidinkrystalle entfernt; nicht mehr ganz frisch; enthält noch Spur von Chlor und 0.38 Titansäure. Abich, vulk. Ersch. 1841. 29; neu berechnet v. Roth.

III. Vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge, unverwittert. G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 2181.

IV. Vom Freienhäuschen bei Kelberg in der Eifel, hellbläulichgraue Grundmasse, unverwittert. Zirkel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 535.

V. Vom Monte Rosso in den Euganeen; in grauer Grundmasse zahlreiche bis zwei Linien grosse frische Oligoklase, wenige Sanidine von gleicher Grösse, Glimmer in sehr kleinen Blättchen, wenig oder keine Hornblende; spec. Gewicht 2.609. vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 506.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure . .	65.07	67.09	64.21	60.01	65.16
Thonerde . . .	16.13	15.64	16.98	21.03	15.20
Eisenoxyd . . .	5.17	4.60	6.69	—	—
Eisenoxydul . .	—	0.16 Mn	—	8.48	5.09
Kalk	2.74	2.25	0.49	3.19	3.32
Magnesia . . .	0.67	0.98	0.18	0.73	1.50
Kali	4.44	3.47	4.41	2.01	4.07
Natron	4.77	5.08	5.13	4.29	5.30
Wasser	0.70	0.45	1.00	—	0.36 Glühverl.
	99.69	99.72	99.09	99.74	100.00

Die graulichweiss gefärbte Grundmasse des Trachyt vom Drachenfels (I) enthält einzelne grosse Sanidine, sowohl einfache säulenförmige Krystalle, gebildet durch die Flächen der beiden deutlichsten Spaltungsrichtungen, als daneben Zwillinge nach dem Carlsbader Gesetz, tafelförmig durch Vorherrschen der Längsfläche. Beim Zerbrechen der Krystalle erkennt man, dass die Zwillingsgrenze nicht eben, sondern stets gebogen ist. Diese verschiedene Ausbildung der Sanidinkrystalle hält sich seltsamer Weise streng von einander gesondert, indem die rechtwinklig säulenförmigen Krystalle ebenso wenig Zwillinge bilden, wie die Tafeln einfache Individuen. Ausserdem zeigen sich zahlreiche, schneeweisse, etwa liniengrosse Oligoklaskrystalle mit zuweilen deutlicher, doch grösstentheils wegen der rissigen Beschaffenheit schwer zu beobachtender Zwillingsstreifung; der Sanidin schliesst bisweilen Oligoklaskörner ein. Daneben kleine sechsseitige schwärzlichbraune Magnesiaglimmerblättchen, auch schwarze Hornblende in wenigen kleinen Säulchen. In diesem und den ähnlichen Trachyten des Siebengebirges kommen überdies als accessorische Gemengtheile vor: Magneteisen in feinen Körnchen und oktaedrischen Krystallen, vielfach eingewachsen in den Sanidinen (stark manganhaltig); Titanit in stark glänzenden liniengrossen, weingelben Krystallen; Apatit in kleinen Säulchen; Augit sehr selten.

Die grossen Sanidintafeln des Trachyt vom Drachenfels liegen zuweilen zerbrochen im Gestein und zwar sind ihre Bruchstücke dann wohl gegen einander verrückt; offenbar waren also diese grossen Krystalle bereits gebildet, als die übrige Masse noch eine

gewisse Bildsamkeit besass. In den Spalten zwischen den zerbrochenen Feldspathen und auf den Gesteinsklüften finden sich nicht selten kleine wasserklare Quarzkrystalle (Dihexaeder und Prisma) zweifelsohne secundären Ursprungs, hervorgegangen aus der Zersetzung der Feldspathe. An manchen Stellen zeigen die Sanidintafeln eine auffallende Parallelität, indem die Längsflächen aller nahezu in dieselbe Ebene fallen, eine Erscheinung, welche im Verein mit der erstern auch bei einigen Graniten bekannt ist, und welche ebenfalls auf eine frühere Ausscheidung dieser grossen Sanidine innerhalb der noch plastischen Masse verweist. Auf der Längsfläche der Sanidinkrystalle erscheint eine deutliche Streifung, bestehend aus dünnen abwechselnden, hellen, glasartigen, durchsichtigen und dunklern milchweissen Linien. Breithaupt und vom Rath sind der Ansicht, welche im hohen Grade Beachtung verdient, dass hier eine Verwachsung zweier Feldspathspecies vorliege, ähnlich wie sie bei dem Perthit bekannt ist, welcher eine Verwachsung von fleischrothen Orthoklas- mit weissen Albitlamellen ist. Der Sanidin vom Drachenfels, welcher neben Kali eine nicht unbeträchtliche Menge von Natron enthält (nach Rammelsbergs vorzugsweise genauer Analyse 1 Atom Natron auf 2 Atome Kali, weshalb er ihn für eine isomorphe Mischung von 1 Atom Natron-Orthoklas mit 2 Atomen Kali-Orthoklas hielt), würde alsdann ebenfalls eine Verwachsung von Kalifeldspath mit Natronfeldspath sein; auch D. Gerhard, welcher die verschiedenen Lamellen des Perthit einer gesonderten sorgfältigen Untersuchung unterwarf, spricht sich dafür aus (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1862. 155).

Die Analysen der Masse des Trachyt vom Drachenfels ergeben das Sauerstoffverhältniss bei Abich 0.99 : 3 : 11.96
bei Rammelsberg 1.00 : 3 : 11.26
also nahezu das des Sanidin (1 : 3 : 12). Da indessen in der Grundmasse ohne Zweifel Oligoklas in grosser Menge (wahrscheinlich mehr als Sanidin) vorhanden ist, da ferner dieselbe noch Glimmer und Hornblende enthält, welche an sich noch bedeutend weniger Kieselsäure besitzen, so scheint es, dass die Annahme von feinvertheiltem Quarz in der Grundmasse zur Erklärung dieses verhältnissmässig hohen Kieselsäuregehalts derselben unumgänglich wird. Nöggerath beobachtetete in der That hin und wieder das Vorkommen von Quarz im Gestein und in den Sanidinkrystallen (Karstens Archiv

XVIII. 463). Da der Oligoklas wahrscheinlich nicht mehr ganz frisch ist, so könnte man auf die Vermuthung kommen, dass Kalk und Alkali weggeführt und die Kieselsäure dadurch relativ vermehrt worden sei, welchem indessen der Umstand widerspricht, dass Monoxyde und Sesquioxyde noch vollständig das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 haben. Je mehr Oligoklas und je weniger Sanidin in der Grundmasse vorausgesetzt wird, desto mehr Quarz muss auch in derselben angenommen werden. Die Quarzmenge kann nach Rammelsbergs Analyse nicht weniger als 5.4 pct. betragen (in welchem Falle kein Oligoklas, nur Sanidin mit kleinen Mengen von Hornblende, Glimmer und Magneteisen vorhanden wäre) und kann 19.9 pct. nicht übersteigen (wobei kein Sanidin, nur Oligoklas mit kleinen Mengen jener Mineralien zugegen wäre).

Das lichte Gestein III vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge ist ein schuppiges auf dem Bruch seidenglänzendes Gewebe von fast parallel gelagerten äusserst feinen Krystallblättchen, welche, da man nach G. Rose auf dem Querbruch bisweilen einspringende Winkel beobachtet, mit grösster Wahrscheinlichkeit Oligoklas sind; in diesem Aggregat, welches durch kleine, stecknadelkopf- bis erbsengrosse Höhlungen ein poröses Ansehen erhält, sind spärliche kleine Sanidintäfelchen eingewachsen. Von Magnesiaglimmer oder Hornblende zeigt sich keine Spur in diesem wegen seiner Schieferigkeit phonolithähnlichen Gestein.

Zu den Sanidin-Oligoklastrachyten des Siebengebirges gehören noch die Gesteine von der Perlenhardt (wo die Sanidine diejenigen des Drachenfels noch an Grösse übertreffen, indem sie hier oft über 3 Zoll lang werden), vom Wasserfall, vom südlichen Abhange des Oelbergs, vom Lohrberg (der bedeutendsten trachytischen Höhe des Siebengebirges), von allen Bergen zwischen dem Lohrberg und dem Schallerberg, vom Possberg und vom Hohzelterberg.

Unter den trachytischen Gesteinen der Eifel (in der Umgegend von Kelberg) sind die Sanidin-Oligoklastrachyte hauptsächlich entwickelt. Die harte unverwitterte hellbläulichgraue Grundmasse des Gesteins vom Freienhäuschen bei Kelberg enthält zwei verschiedene Feldspathe eingesprengt: kleine, meist vierseitig tafelartige, mitunter zwillingsverwachsene Sanidine und lange stark glänzende Oligoklase mit deutlichster Zwillingsstreifung. Hornblendesäulchen, oft ziemlich gross, sind ebenfalls darin zu erkennen,

Glimmer fehlt gänzlich. Das Sauerstoffverhältniss der Grundmasse ist 1.27 : 2.78 : 9, also nahe 1 : 3 : 9 dem des Oligoklas; die Grundmasse besteht so wahrscheinlich vorzugsweise aus Oligoklas, dessen Sauerstoffverhältniss durch Hinzutreten von Hornblende eine Erhöhung der Monoxyde und Erniedrigung der Sesquioxyde erfährt; Sanidin ist vermuthlich nicht darin enthalten. Die etwas verwitterten Gesteine von der Struth, von Reimerath und Welcherath bei Kelberg mit bis 3 Zoll langen, stets einfachen Sanidinkrystallen sind dem des Drachenfels im Ganzen sehr ähnlich; die Oligoklase sind sehr klein und verwittert, ausserdem erscheinen darin dunkle Glimmerblättchen und häufig sehr verwitterte (oder ganz herausgewitterte) Hornblendenadeln, die Grundmasse ist sehr feinkörnig-sandig. Die specifischen Gewichte dieser rheinischen Sanidin-Oligoklastrachyte sind:

vom Drachenfels	2.689	Abich,
vom Kühlsbrunnen	2.701	Bischof,
vom Freienhäuschen bei Kelberg	2.654	Zirkel,
von Reimerath » »	2.632	»
von Welcherath » »	2.667	»

durchschnittlich also 2.6—2.7, wie zu erwarten steht, etwas höher, als bei dem reinen Sanidintrachyt.

Auf dem Westerwalde in Nassau finden sich zahlreiche einzelne Trachytpunkte zusammengedrängt, zwischen und neben welchen auch viele Basaltberge und einige Phonolithe auftreten; namentlich ist es die Gegend zwischen Selters, Wirges, Dahlen und Weidenhahn, wo die trachytischen Gesteine in Menge versammelt sind; ein Theil davon gehört zu den Sanidin-Oligoklastrachyten (z. B. das Eichholz, die Kuppe zwischen Selters und Nordhofen, das Vielbacher Koppel, Helferskirchen), ein anderer zu den Hornblende-Andesiten (vgl. diese; v. Dechen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 89). Zu den Sanidin-Oligoklasgesteinen des Kaiserstuhls im Breisgau zählt Fischer die von Bischoffingen, Oberbergen, Eichholz, Ihringen und Oberschaffhausen; sie sind alle meist sehr verwittert, der Oligoklas ist in ihnen sehr schwer zu erkennen und leicht zu übersehen. Nach v. Richthofen sind auch in Ungarn Trachyte verbreitet, welche quarzfrei sind und Sanidin, Oligoklas, wenig Glimmer und wenig Hornblende ausgeschieden enthalten.

Die Sanidin-Oligoklastrachyte Siebenbürgens sind neuerdings

durch Stache eingehend untersucht worden; sie bilden bei ihm Glieder der »ächten Trachyte«, einer Abtheilung der »grauen Trachyte«, welchen höchstens für Localbeschreibungen brauchbaren Namen er im Anschluss an v. Richthofen beibehält. Diese Gesteine sind ausgezeichnet durch die rauhe, ächt trachytische, oft ins deutlich poröse gehende feinkrystallinische Grundmasse, in welcher neben Sanidin und Oligoklas regelmässig und oft reichlich Hornblende auftritt, die nur äusserst selten von schwarzem Glimmer vertreten wird. Vorherrschend sind lichte, besonders weisse und sehr hellgraue oder auch röthliche Nuancen, seltener dunklere bräunliche und grünlichgraue Töne. Zu diesen Gesteinen gehören der weisse Sanidin-Oligoklastrachyt von Déva und vom St. Annasee am Büdos; neben mittelgrossen, scharfbegrenzten Sanidinkrystallen ist deutlich gestreifter Oligoklas zum Theil überwiegend ausgeschieden, die zahlreichen schwarzen langen Hornblendesäulen sind an beiden Enden zuweilen deutlich auskrystallisirt; durch Ueberhandnehmen der ausgeschiedenen Gemengtheile, wozu auch Glimmer sich gesellt, gewinnen die Gesteine manchmal einen granito-porphyrischen Habitus, ähnlich dem Quarztrachyt aus dem Illovathal (vgl. S. 169). (Aehnliche Gesteine kommen in Ungarn vor bei Krácsfalu am Gutin, im Kozelniker Thal und bei Ribnik unweit Schemnitz.) Ferner gehört hierher der rothe Sanidin-Oligoklastrachyt vom Büdos und von Verespatak, dessen Grundmasse eine noch rauhere, stärker poröse und weniger feinkörnige Beschaffenheit, dabei hellrothe, dunkelgräulichrothe, bräunlichrothe Färbung besitzt; die Gemengtheile sind denen der vorigen Varietät ähnlich, Oligoklas scheint zu überwiegen; unter auswärtigen Vorkommnissen erinnern die rothen rauhen Trachyte von Viterbo im Kirchenstaat und von Smyrna in Kleinasien am lebhaftesten an das frische Gestein dieser Abänderung, nicht geringe Analogien mit demselben hat auch der rothe rauhe Trachyt, welchen v. Richthofen von Nangasaki beschreibt. Ob in den braunen, an Grundmasse reichen quarzfreien Gesteinen des siebenbürgischen Erzgebirges von Csertés und Nagyag neben dem deutlich gestreiften Feldspath auch Sanidin vorhanden ist, ist noch nicht festgestellt.

Vom Rath hat über die Sanidin-Oligoklastrachyte der Euganeen berichtet, welche vorzugsweise im nördlichen und nordwestlichen Theil der Hügelgruppe verbreitet sind. Die Grundmasse ist rauh,

meist licht, graulichweiss, grau, bläulichgrau, röthlichgrau. Die beiden verschiedenen Feldspathe zeigen nicht solchen Grössenunterschied, wie im Siebengebirge; sie liegen entweder vereinzelt im Gestein oder sind zwillingsverwachsen, und zwar umschliesst dann ebenso häufig der Sanidin den Oligoklas, als der Oligoklas den Sanidin. Die Sanidine bilden stets dicke, bald einfache, bald Zwillingstafeln; Magnesiaglimmer fehlt nie, hinzu tritt wenig Hornblende, Magneteisen ist immer vorhanden. Auch am Monte Amiata in Toscana erscheint neben dem S. 154 erwähnten eigenthümlichen Quarztrachyt ausgezeichneter Sanidin-Oligoklastrachyt mit zuweilen 2 Zoll grossen Sanidinen.

Sehr charakteristische hornblendehaltige Sanidin-Oligoklastrachyte stammen von dem riesigen Bergkegel Mount-Egmont auf der Nordinsel Neuseelands (v. Hochstetters Geologie von Neuseeland 1864. 154). Nach G. Rose enthalten auch die durch Peter von Tschihatscheff aus Kleinasien (von Afium-Karahissar und Mohamed-Kjöe in Phrygien, von Kajadschyk und Donanlar in Mysien) mitgebrachten Trachyte Sanidin und Oligoklas zusammen (v. Humboldts Kosmos IV. 469).

Abich, Gestein v. Drachenfels, Vulkan. Erscheinungen 1841. 29.

Rammelsberg, Gestein v. Drachenfels, Zeitschr. d d. geol. Ges. 1859. 440.

G. vom Rath, Drachenfelstrachyt, Beitrag zur Keunt. d. Trach. d. Siebengeb. 1861.

v. Dechen, Gestein v. Drachenfels u. Kühlsbrunnen, Geogn. Führer in das Siebengebirge 66. 82; Gest. v. Westerwald, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 89.

D. Gerhard, Sanidin im Drachenfelstrachyt, Zeitschr. d. d geol. Ges. 1862. 155.

G. Bischof, Gestein v. Kühlsbrunnen, Ch. u. ph. Geol. 1. Aufl. II. 2181.

Zirkel, Trachyte der Eifel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 507.

Roth, ebendar. in Mitscherlich, Ueber d. vulk. Erschein. d. Eifel 1865. 10.

H. Fischer, Gestein v. Kaiserstuhl, Ber. der naturf. Gesellschaft in Freiburg II. 408.

Stache, siebenbürgische Sanidin-Oligoklastrachyte in v. Hauer und St Geologie Siebenbürgens 1863. 63.

G. vom Rath, Sanidin-Oligoklastrachyte der Euganeen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 505; vom Monte Amiata ebend. XVII. 1865. 415.

Phonolith.

Klingstein, Porphyrschiefer (Werner), Hornschiefer z. Th. (J. F. W. v. Charpentier).

Der Phonolith stellt eine dichte, im frischen Zustande dunkelgrünlichgraue oder gelblichgraue Gesteinsmasse dar, auf deren unebenem, ins splitterige verlaufendem Bruch hier und da eine Spaltungsfläche von Sanidin erscheint. Dabei zeigt das Gestein eine grosse Neigung zu schieferiger Textur oder dünnplattiger Absonderung und gibt beim Schlagen einen hellen Klang von sich. Daher veränderte Klaproth (Abhandl. der Berl. Akad. 1801) die für dieses Gestein früher gebrauchten Namen Porphyrschiefer und Hornschiefer in Phonolith.

Die Masse des Phonolith ist meistens völlig compact, nur selten porös; sie schmilzt vor dem Löthrohr mit grösserer oder geringerer Schwierigkeit zu einem graulichen odnr grünlichen Glasschmelz. Bei dem Erhitzen im Glaskölbchen zeigt sich ein Wassergehalt, welcher durchschnittlich $1\frac{1}{2}$—5 pct. beträgt.

Seinem allgemeinen äussern Ansehen nach steht der Phonolith zwischen Trachyt und Basalt, jedoch so, dass er dem Trachyt bedeutend mehr sich nähert, als dem Basalt, von welchem er sich durch seine stets lichtere Farbe, sein geringeres specifisches Gewicht, seine Schiefertextur, den Mangel an Olivin, sowie das stete Auftreten von Sanidin unterscheidet, fast alles Eigenschaften, die ihn dem Trachyt verwandt erscheinen lassen, welcher allerdings nie eine solche dichte und compacte Grundmasse besitzt, wie der Phonolith; dabei ist der Phonolith ein völlig quarzfreies Gestein.

Bereits 1805 hatte Fleuriau de Bellevue (Journ. de physique LX. 426) dargethan, dass der mit Salpetersäure behandelte Phonolith eine theilweise Zersetzung erleidet, indem sich gallertartige Kieselsäure dabei abscheidet, und auch schon die Ansicht ausgesprochen, dass Mesotyp einen integrirenden Bestandtheil mancher Phonolithe ausmache. Fernerer Aufschluss über die Grundmasse des Phonolith wurde verschafft, als C. Gmelin 1828 dieselbe durch kochende Salzsäure in einen zersetzbaren und unzersetzbaren Theil zerlegte und jeden gesondert analysirte. Da die Zusammensetzung des unzersetzbaren Theils eine dem Sanidin ähnliche war, und dessen Krystalle auch, wie erwähnt, auf der Gesteinsbruchfläche manchmal deutlich zu erkennen sind, so nahm man keinen Anstand, die-

sen Theil der Gesteinsmasse als Sanidin zu betrachten. Was den andern Theil betrifft, welcher durch Säuren eine Zersetzung erleidet, so hielt man diesen für ein zeolithartiges Mineral, und zwar gewöhnlich für Natrolith oder Mesotyp. Es würde demgemäss der Phonolith aus einem innigen, durch Säuren trennbaren Gemenge von Sanidin und einem zeolithartigen Mineral bestehen.

Nachdem man schon früher darauf hingewiesen hatte, dass diese sogenannte zeolithische Substanz keineswegs stets Natrolith oder Mesotyp zu sein scheine, indem auch andere Zeolitharten, Analcim, Chabasit, Desmin, Apophyllit auf Klüften und in Höhlungen des Phonolith vorkommen, also auch wohl in seiner Grundmasse vorausgesetzt werden dürfen, hat sich in der neuern Zeit durch genauere mineralogische und chemische Untersuchungen die Wahrscheinlichkeit herausgestellt, dass der durch Säuren zersetzbare Theil der Phonolithgrundmasse wohl vorwiegend aus Nephelin bestehen dürfte. Auf diese Weise verhält sich der Phonolith zu dem Trachyt wie der Foyait zu dem Syenit, wie der Orthoklas-Liebeneritporphyr (Bd. I. 599) zu dem quarzfreien Orthoklasporphyr.

Breithaupt und G. Rose hatten schon früher das Vorkommen von Nephelinkrystallen im Phonolith erkannt. Ersterer erwähnt als Seltenheit nelkenbraunen Nephelin in frischen hexagonalen Prismen im Phonolith von Holeukluk bei Proboscht in der böhmischen Herrschaft Schreckenstein (Handb. d. Miner. III. 476), letzterer beschreibt in dem von Overweg gesammelten Phonolith von Scherfe im Kicklah-Gebirge in Tripolis graulichweisse, stark durchschimmernde und starkglänzende Nephelinkrystalle, welche als scharfbegrenzte Sechsecke von 1½ — 3 Linien Durchmesser auf der Bruchfläche des Gesteins erscheinen (Zeitschr. d. d. geol. Ges. III. 1851. 105); ja bereits 1839 hatte G. Rose daran gedacht, dass der zerlegbare Antheil der Phonolithe vielleicht ein Gemenge eines Zeolith mit Nephelin sein könne (Poggend. Ann. XLVII. 195). Jenzsch, welcher die Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges untersuchte (Zeitschr. d. d. geol. Ges. VIII. 167—203), erklärt sich ebenfalls entschieden dafür, dass das sog. zeolithische Mineral als Nephelin aufzufassen sei; in diesen Gesteinen zeigt der Nephelin auf dem Querbruch graulichweisse, oft stark glänzende, oft aber auch ganz matte Hexagone und erscheint häufig in eine rothe specksteinartige Substanz umgewandelt (wohl dem alten tyroler Liebenerit ähnlich). Die mi-

neralogische Zusammensetzung des Phonolith von Nestomitz betrachtet er als: Sanidin 53.55; Nephelin 31.76; arfvedsonitartige Hornblende 9.34; Titanit 3.67; Eisenkies 0.04. Auch vom Rath bemerkt, dass man in dem durch Säuren zersetzbaren Theil der von ihm untersuchten Phonolithe Nephelin annehmen könne.

In mehrern phonolithischen Gesteinen aus der Umgebung des Laacher See und aus dem Hegau in Baden hat man Nosean als wesentlichen Gemengtheil gefunden; sie folgen auf die eigentlichen Phonolithe unter der Bezeichnung Noseanphonolithe.

Die tafelartigen Krystalle von Sanidin liegen meistens mit ihren Bruchflächen M der Schieferung des Phonolith parallel, welche eben durch solche dünne Lamellen hervorgebracht scheint (vgl. dar. schon Burat, Descr. des terr. volc. d. l. Fr. centr. 1833. 38); gewöhnlich sind sie durchsichtig und zeigen dieselbe graue Farbe, wie die Grundmasse, daher man sie oft nur durch ihren spiegelnden Glanz unterscheiden kann. Sehr ausgezeichnet kommen diese fast nie fehlenden Feldspathtafeln vor an dem Milleschauer Donnersberg im böhmischen Mittelgebirge, an der Milseburg und an der Steinwand im Rhöngebirge, am Puy de Dôme in der Auvergne. Die Sanidine in den Phonolithen sind im Ganzen wenig zu Zwillingsbildungen geneigt. Am Teplitzer Schlossberg legen sich, wie Quenstedt anführt (Epochen der Natur 156) die kleinen Krystalle mit k = a : ∞b : ∞c aneinander wie die Feldspathe des sog. Rhombenporphyr, nur zeichnet sich in den Phonolithen die Fläche M durch ausserordentliche Breite aus. Jenzsch beobachtete diese Zwillingsverwachsung schon früher auch am Ganghofe bei Bilin (Zeitschr. d. d. geol. Ges. VIII. 1856. 188). Von Quarz findet sich, wie erwähnt, keine Spur. Andere Gemengtheile der Phonolithe ausser dem schon angeführten Nephelin sind:

Hornblende sehr häufig in schwarzen Nadeln, hier und da auch innerhalb der grössern Sanidintafeln. Glimmer meistens in braunen sechsseitigen Tafeln, doch auch von silberweisser Farbe, erscheint weit seltener, z. B. am Schloss Heldburg in Coburg, Heidelberg bei Salesl in Böhmen. Magneteisenerz in kleinen Körnchen, welche oft so fein eingesprengt sind, dass man nur durch die Ablenkung der Magnetnadel auf ihr Vorhandensein geführt wird: Kleiner Himmelsberg bei Kreibitz und Borzen bei Bilin in Böhmen, Pferdekuppe in der Rhön. Honiggelbe und gelbrothe Titanitkrystalle sind, wenn auch

nur sporadisch vertheilt, doch ein vielfach verbreiteter accessorischer Gemengtheil. Reuss macht darauf aufmerksam, dass sie vorwiegend in den hellgrauen und gelblichgrauen Phonolithen Böhmens vorkommen, in den dunkelgrau und grünlich gefärbten dagegen fehlen (am Teplitzer Schlossberg, Nestomitz, Höhe von Schallau unweit des Milleschauer). Nach Gutberlet ist auch in dem Rhöngebirge der Titanit nur an die grauen Phonolithe von jüngerm Alter gebunden (N. Jahrb. f. Miner. 1845. 130). Am Berge Sanadoire beim Mont-Dor beobachtete ihn Cordier zuerst. In dem »Trachyt« (Phonolith) von der Pferdekuppe an der Rhön entdeckte Fischer winzige graue Kryställchen eines zirkon- oder malakonähnlichen Minerals (N. Jahrb. f. Min. 1865. 438); dadurch würde eine Analogie mit dem norwegischen Zirkonsyenit (Bd. I. 591) hervorgebracht.

Augitkrystalle fand G. Rose in einigen böhmischen Phonolithen z. B. vom Ziegenberge bei Aussig, seltener und kleiner am Milleschauer Donnersberg, zuweilen am Griou im Cantal; jedenfalls sind Augite sehr selten im Phonolith. Dasselbe gilt vom Oligoklas, welchen G. Rose im Phonolith des Schreckensteins bei Aussig auffand. Mit Recht bemerkt Naumann, dass die Albitkrystalle, welche Delesse (Bull. d. l. soc. géol. (2) VII. 1850. 89) im Phonolith vom Laugarfjall auf Island angibt, vielleicht Oligoklase seien. Wenn auch manche der für Sanidin gehaltenen Feldspathe vielleicht glasiger Oligoklas sein sollten, so genügen doch unsere jetzigen Kenntnisse noch nicht, einen Oligoklas-Phonolith dem Nephelin-Phonolith zu parallelisiren. Auch Olivin ist sehr selten, welchen G. Rose als kleine Körner im Phonolith des Griou beobachtete. Nach Reuss und Naumann kommt in den böhmischen Phonolithen kein Olivin vor. Hauyn selten am Milleschauer Donnersberg, häufiger am Berge Sanadoire am Mont-Dor, sowie auch am Falgoux im Cantal; der Noseanphonolith vom Hohentwiel im Hegau führt auch Hauyn. Diese Gesteine sind so dem alten Ditroit (Bd. I. 595) höchst ähnlich zusammengesetzt.

Die Klüfte oder Hohlräume der Phonolithe, hauptsächlich der hellfarbigen, sind vielfach mit mancherlei zeolithischen Mineralien erfüllt. So finden sich Natrolith, Desmin, Apophyllit, Chabasit, Analcim, Comptonit, auch Kalkspath und Hyalith; um die Hohlräume herum erscheint das Gestein manchmal förmlich ausgelaugt. Reuss hebt es hervor, dass in diesen Hohlräumen oft eine regel-

mässige Succession der Mineralien aufeinander stattfindet: Kalkspath ist dabei gewöhnlich die jüngste Bildung, der Analcim stellt meist den innersten Mineralabsatz dar und erweist sich älter als der Natrolith, dieser älter als der Apophyllit. Was die Hohlräume selbst anbetrifft, so hat Jenzsch die Ansicht ausgesprochen, dass sie ursprünglich Hornblendeconcretionen gewesen seien, welche allmählich eine Umwandlung in Zeolithe erlitten hätten.

Die Mengenverhältnisse zwischen dem durch Säuren löslichen und unlöslichen Theil sind sehr schwankender Art, und sind auch bei einem und demselben Gestein von der Concentration der angewandten Säure und der längern oder kürzern Einwirkung derselben abhängig; so betragen z. B. im Phonolith von

	die löslichen	die unlöslichen Theile	
Abtsrode in der Rhön	15.84	84.16	(C. G. Gmelin)
der Pferdekuppe in der Rhön .	18.59	81.41	(Gmelin)
dem Ebersberg in der Rhön . .	20.56	80.07	(E. E. Schmidt)
Olbersdorf bei Zittau	22.13	77.87	(vom Rath)
der Steinwand in der Rhön . .	26.64	73.68	(Rammelsberg)
Kostenblatt in Böhmen . . .	28.08	71.92	(Rammelsberg)
der Lausche bei Zittau . . .	36.22	63.78	(vom Rath)
dem Selberg in der Eifel . . .	39.18	60.82	(Zirkel)
Wisterschan bei Teplitz . . .	48.97	51.03	(Redtenbacher)
dem Borzen bei Bilin	52.24	47.76	(Rammelsberg)
dem Hohenkrähen, Hegau (Noseanph.)	55.13	44.87	(Gmelin)

Bei den folgenden Phonolithanalysen bezeichnet g die Zusamensetzung des ganzen Gesteins, l die des löslichen, u die des unlöslichen Antheils.

I. Von der Pferdekuppe in dem Rhöngebirge, Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 751; spec. Gewicht 2.605 (C. G. Gmelin).

II. Von der Lausche s.w. bei Zittau, grünlichgrau, mit sehr wenigen kleinen Sanidinen und Hornblendesäulchen. Spec. Gew. 2.566; vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VIII. 1856. 297.

III. Von Olbersdorf bei Zittau, grau mit Sanidin und Hornblende. Spec. Gew. 2.596; vom Rath ebendas. 296.

IV. Vom Teplitzer Schlossberg, Böhmen. Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 751.

V. Von Kostenblatt in Böhmen; Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 751.

VI. Von Nestomitz bei Aussig, perlgrau. Spec. Gew. 2.569. Jenzsch, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VIII. 1856. 196.

	I.			II.			III.		
	g.	l.	u.	g.	l.	u.	g.	l.	u.
Kieselsäure	57.54	42.48	63.65	59.17	46.48	66.35	61.54	43.74	66.04
Thonerde	18.06	22.12	16.33	19.74	23.85	17.59	19.31	22.39	17.62
Eisenoxyd	4.70	3.54	3.26	3.39	3.07	3.30	4.19	10.79	2.55
Eisenoxydul	—	4.08	-	—	—	—	—	—	—
Manganoxydul	0 06	0.20	—	—	0.94	—	—	—	—
Kalk	4.75	7.48	5.58	0.92	1.56	0.59	1.33	2.96	1.07
Magnesia	1.20	1.34	1.14	0.15	0.40	0.37	0.10	0.47	0.41
Kali	5.13	3.22	5.96	6.45	2.85	6.65	5.86	3.72	6.56
Natron	5.65	5.65	5.66	8.88	15.54	6.10	7.65	12.98	6.29
Wass. od. Glv.	3.19	10.69	—	1.18	3.25	—	0.71	3.24	—
	100.28	100.80	99.58	99.88	97.94	100.95	100.69	100.59	100.54

	IV.			V.			VI.
	g.	l.	u.	g.	l.	u.	g.
Kieselsäure	58.16	42.28	64.28	57.22	40.49	63.75	56.28
Thonerde	21.57	25.09	20.18	20.91	25.14	19.26 (Thonerde + Eisenoxyd)	20.58
Eisenoxyd	2.77	6.12	1.45	1.55	5.52		—
Eisenoxydul	—	—	—	—	—	—	2.86
Manganoxydul	0.24	0.85	—	3.47 (Manganoxydul + Kalk)	—	—	1.45
Kalk	2 01	7.11	Spur		6.34	2.35	0.46
Magnesia	1.26	0.92	1.40	1.77	1.92	1.71	0.32
Kali	6.57	3.89	7.62	7.22	4.38	8.33	5.84
Natron	5.97	8.24	5.07	4.89	5.62	4.60	9.07
Wasser od. Glv.	2.03	7.18	—	2.90	10.33	—	1.29
	100.58	101.68	100.00	99.93	99.74	100.00	98.15

I *g* (früher von C. G. Gmelin untersucht) enthält noch Titansäure 0.13 und Baryt 0.19; I l Titansäure 0.10; I u Titansäure 0.15 und Baryt 0.28. In den 2.35 Kalk in V u ist auch Baryt; VI enthält noch Lithion 0.05, Phosphorsäure 0.29, Titansäure 1.44, Schwefel 0.02.

Wesentliche Unterscheidungsmerkmale zwischen Trachyt und Phonolith sind der beträchtlich hohe Alkaligehalt und das geringere spec. Gewicht des letztern (vgl. dar. unten).

Die Bauschanalysen des Phonolith ergeben im Allgemeinen ein Sauerstoffverhältniss, welches um $\dot{R} : \ddot{R} : \ddot{Si} = 1 : 3 : 9$ herumschwankt; darf man den Vergleich wagen, so könnte man

also die Gesammtzusammensetzung des Phonolith eine oligoklasähnliche nennen. Abich hat bereits früh diese Beziehung aus dem Mittel von 6 Analysen von Struve, C. Gmelin, Meyer und Redtenbacher abgeleitet, bemerkt aber mit Recht, dass auf einen solchen Vergleich nur in sofern einiger Werth zu legen ist, als dadurch das Constante gewisser, diese Bildungen charakterisirender einfacher Grundverhältnisse kürzer und schneller hervortritt. E. Schmid, welcher den Phonolith vom Ebersberg in der Rhön und G. vom Rath, welcher die Phonolithe von Olbersdorf und von der Lausche bei Zittau untersuchte, sprechen sich ebenfalls dafür aus, dass diese Gesteine das chemische Bild des Oligoklas darstellen. Letzterer erhielt für die Zusammensetzung des erstern Phonolith (III) das Verhältniss $\dot{R} : \ddot{\bar{R}} : \ddot{Si} = 1.05 : 2.73 : 9.00$, für die des zweiten Phonolith (II) das Verhältniss 1.10 : 2.97 : 9.00. Wird in dem Phonolith vom Ebersberg das Eisen z. Th. als Oxyd, z. Th. als Oxydul angenommen, so tritt die Oligoklasformel »mit einer Schärfe hervor, wie man sie bei Untersuchung eines krystallisirten Fossils nur wünschen kann«. So beträgt auch der Sauerstoffquotient im Phonolith des Teplitzer Schlossbergs (Pützer) = 0.455; von Kostenblatt in Böhmen (Fröhlich) = 0.424; von Nestomitz bei Aussig (Jenzsch) = 0.479, während der des Oligoklas 0.444 ist.

Roth macht darauf aufmerksam, dass das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 9 des ganzen Gesteins durch eine Verbindung von 3 Atomen Sanidin und 2 Atomen Nephelin hervorgebracht sein könne, welche 72 pct. Sanidin ergeben würde.

Bei dem in Säuren zersetzbaren Theil, in welchem Natron sehr reichlich (z. B. in dem vom Borzen bei Bilin bis zu 16.51 pct., von der Steinwand in der Rhön 13.25 pct., von der Lausche bei Zittau 15.54 pct.) vertreten ist, macht es die oft nur geringe Menge von Wasser unwahrscheinlich, dass er vorwiegend als ein zeolithisches Mineral zu deuten sei; so enthält I vom Borzen nur 3.21 pct., von Olbersdorf nur 3.24, von Abtsrode (Rhön) 4.21, von der Steinwand 5.37 Wasser. Unter der geringen Anzahl von andern Mineralien, auf welche man ihn beziehen könnte, hat der mit Säuren gelatinirende natronreiche Nephelin noch die meiste Wahrscheinlichkeit für sich, zumal da man ihn mineralogisch in so manchen Phonolithen nachgewiesen hat. Dennoch aber lässt sich der auflösliche Theil in keiner Analyse direct als Nephelin berech-

nen, keine stellt überhaupt die Zusammensetzung eines bestimmten Minerals dar, indem stets ein geringer Rest bleibt, welcher keiner sichern Deutung fähig ist. Vermuthlich ist Nephelin mit irgend einer zeolithischen aus seiner Zersetzung hervorgegangenen Substanz (etwa Natrolith, welcher ja aus Elaeolith entsteht) gemengt, denn für Nephelin allein ist der Wassergehalt wenigstens vieler Phonolithe offenbar zu gross, selbst wenn man annimmt, dass derselbe, wie es wohl leicht in diesem zersetzbaren Antheil geschehen kann, etwas zu hoch bestimmt wurde. Es ist namentlich hier auch zu bedenken, dass gleichfalls andere accessorische Mineralien von den Säuren entweder mit aufgelöst oder zum Theil zersetzt werden, und so in den auflöslichen Theil übergehend, das chemische Bild des Hauptbestandtheils desselben, des Nephelin, verdunkeln; so werden Magneteisen und Olivin durch die Behandlung mit Salzsäure zersetzt, Hornblende und Oligoklas theilweise zersetzt, ja selbst der Sanidin wird durch Säuren nicht unbeträchtlich angegriffen. Eigenthümlich ist die grosse Kalkmenge einiger zersetzbarer Antheile: vom Ebersberg (Rhön) 10.64; I 1 7.48; IV 1 7.11; Teplitzer Schlossberg 9.26 nach Pützer. Die an zersetzbarem Antheil und an Nephelin armen Phonolithe nähern sich mineralogisch und chemisch den Trachyten.

Die Zusammensetzung des unlöslichen Theils entspricht dagegen in den meisten Fällen sehr gut der des Sanidin. So besitzt z. B. der unlösliche Theil des Phonolith von Olbersdorf bei Zittau nach vom Rath das Sauerstoffverhältniss 1.11 : 3.14 : 12, der von der Lausche bei Zittau das Sauerstoffverhältniss 1.04 : 3.20 : 12, also beide Verhältnisse nahe 1 : 3 : 12, dem des Sanidin. Der Phonolith von Wisterschan hat in seinem unlöslichen Theile das Verhältniss 1.12 : 3 : 12.12. Die meisten Analysen führen auf das Alkalienverhältniss von 3 Kali auf 2 Natron oder von 1 Kali auf 1 Natron. Die Phonolithe von der Pferdekuppe nach Gmelin und von Wisterschan nach Redtenbacher ergeben in dem unlöslichen Antheil mehr Natron als Kali; solche enthalten vielleicht Oligoklas neben dem Sanidin. In einigen Analysen scheint der Eisengehalt dieses unlöslichen Theils auf eine Beimengung von Hornblende hinzudeuten. Schmid bezeichnete in dem oben erwähnten Phonolith vom Ebersberg in der Rhön den unlöslichen Theil als Oligoklas. Es verhalten sich in der That die Sauerstoffzahlen von $\dot{R} : \underline{\dddot{R}} : \ddot{Si} =$

0.89 : 3 : 8.69, also sehr nahe wie Oligoklas. Merkwürdigerweise stellt sich auch der zersetzbare Theil als ein Oligoklas mit Wassergehalt dar. Die unlöslichen Theile der Phonolithe scheinen indessen trotz der chemischen Aehnlichkeit nicht aus reiner Feldspathsubstanz zu bestehen. In dem Phonolith des Teplitzer Schlossberges wies Rammelsberg einen Gehalt von 0.21 Baryt nach, Struve fand schon 1826 im Phonolith des Rothenbergs bei Brüx Strontian.

Ausser den schon bei den Analysen angegebenen Bestimmungen des spec. Gewichts sind folgende zu erwähnen: Phonolith vom Teplitzer Schlossberg 2.548 (Reuss); von Abtsrode in der Rhön 2.623 (Gmelin); vom Ebersberg in der Rhön 2.504 (E. E. Schmid); von Oberschaffhausen am Kaiserstuhl 2.378 (Schill); vom Selberg bei Quiddelbach in der Eifel 2.635 (Zirkel); vom Milleschauer in Böhmen 2.575 (Klaproth); Borzen bei Bilin 2.577 (Breithaupt); von Nestomitz bei Aussig 2.569 bis 2.575 (Jenzsch); von der Roche de la Tuilière, Mont-Dor, 2.575 (Dufrénoy). Reuss bestimmte das mittlere spec. Gewicht zu 2.513, Breithaupt zu 2.537.

Je grösser bei den Phonolithen der unzersetzbare Antheil ist, desto höher ist im Allgemeinen das spec. Gewicht; mit dem wachsenden Gehalt an zersetzbaren Theilen sinkt es herab:

		spec. Gew.	unzersetzt
Phonolith	vom Hohenkrähen (Noseanph.)	2.504	44.87
»	vom Teplitzer Schlossberg . .	2.548	70.59
»	von Olbersdorf bei Zittau . .	2.596	77.87
»	von der Pferdekuppe (Rhön) .	2.605	81.41
»	von Abtsrode (Rhön) . . .	2.623	84.16

Man kann also aus dem spec. Gewicht einigermaassen auf die Zersetzbarkeit schliessen. Mit dem Wassergehalt steht die Menge der auflöslichen Theile in keinem deutlichen Verhältniss; Rammelsberg glaubt zwar eine gewisse Beziehung erkennen zu können (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 757). Durch den Einfluss der Verwitterung wird der zersetzbare Antheil stets mehr angegriffen, als der unzersetzbare feldspathige, so dass in sehr stark verwitterten Varietäten der erstere nur noch in sehr geringer Menge angetroffen wird, indem er durch die während langer Zeiträume circulirenden Gewässer extrahirt worden ist. So enthält z. B. nach Schmorl ein stark verwitterter Phonolith aus dem böhmischen Mit-

telgebirge nur noch 3.37 pct. an löslichem Antheil; der Phonolith von Abtsrode besitzt

	löslich	unlöslich
unverwittert .	15.84	84.16
verwittert . .	4.21	95.79

Die Verwitterungsrinde ist graulichweiss, klebt an der Zunge und hat ein für den Phonolith charakteristisches Ansehen.

Als Varietäten des Phonolith pflegt man folgende hervorzuheben:

Gemeiner oder eigentlicher Phonolith, auch plattenförmiger Phonolith genannt; die häufigste Varietät, dickschieferig, leicht spaltbar, in Platten abgesondert, welche stark klingen; meist von dunkeln Farben, findet sich in allen phonolithischen Regionen.

Porphyrartiger Phonolith, massig ohne Schieferung und plattenförmige Absonderung, mit ebenfalls meist dunklern Farben, flachmuscheligem Bruch und einzelnen eingesprengten deutlichern Krystallen von Sanidin, auch wohl von Hornblende (z. B. Milseburg in der Rhön).

Trachytähnlicher Phonolith, undeutlich oder gar nicht schieferig, von meist hellgrauer oder gelblichgrauer Farbe, und rauher oft etwas poröser Grundmasse; zeolithische Bestandtheile sind bisweilen deutlich erkennbar beigemengt, oder in Trümern, Nestern oder Drusen ausgeschieden. Pferdekuppe, überhaupt die neuern Phonolithmassen der Rhön, Marienberg bei Aussig an der Elbe, die Phonolithe zwischen Joachimsthal und Oberwiesenthal im Erzgebirge.

Gefleckter Phonolith (Ph. moucheté ou tigré von Bertrand-Roux) ist nur eine Farbenvarietät, welche dadurch entsteht, dass in der Grundmasse namentlich der plattenförmigen Phonolithe sich zahlreiche, unbestimmt begrenzte dunkle Flecken finden (Luschwitz bei Aussig in Böhmen).

Blasiger Phonolith, z. B. Blattendorf bei Haida, Böhmen.

Es sind an manchen Punkten Uebergänge des Phonolith in Trachyt bekannt, deren z. B. Burat aus dem Velay, Reuss aus dem böhmischen Mittelgebirge gedenkt; Uebergänge in Basalte dürften indessen noch nicht aufgefunden sein. Ueberhaupt steht der Phonolith, wie erwähnt geologisch, chemisch und mineralogisch dem

Trachyt viel näher als dem Basalt und übernimmt gewissermaassen, wo er mit dem Basalt zusammen vorkommt, die Rolle des Trachyt.

Die plattenförmige Absonderung ist, den Schieferungsflächen parallel laufend, beim Phonolith ungemein häufig und zuweilen so dünn ausgebildet, dass man die Platten, wie im Cantal in Centralfrankreich zum Dachdecken benutzt; auch Absonderung in Säulen und mächtige Pfeiler beobachtet man vielorts. Die Säulen des Phonolith sind gewöhnlich nicht so regelmässig ausgebildet, wie die des Basalt; sehr ausgezeichnet sind die thurmförmigen Säulen garben »Lots Weib« auf der Insel St. Helena.

Im böhmischen Mittelgebirge (z. B. Marienberg bei Aussig, Teplitzer Schlossberg, Milleschauer Donnersberg, Schladniger und Selnitzer Berg, Geltsche), im nordwestlichen Theil des Riesengebirges (zwischen Rumburg, Zittau, Kreibitz und Gabel, wo die Lausche, der Limberg, Keisberg und zahlreiche andere Phonolithkegel sich erheben); im Rhöngebirge (hauptsächlich ausgedehnt zwischen dem Teufelsstein, der Steinwand, der Maulkuppe und der Milseburg), im Kaiserstuhlgebirge bei Oberschaffhausen, im Hegau in Baden in der Nähe des Bodensees (Hohentwiel, Hohenkrähen, Hohenstaufen, der Mägdeberg bei Mühlhausen, z. Th. Noseanphonolith), in Centralfrankreich (Velay, Auvergne, Cantal) ist der Phonolith vorzüglich entwickelt. Als vereinzelter Phonolithdurchbruch erscheint im Keuper der Heldburger Schlossberg im Coburgischen. In der Eifel ist der aus devonischem Grauwackenschiefer sich erhebende Selberg bei Quiddelbach, südlich von Adenau ein phonolithisches Gestein mit bläulichgrauer Grundmasse, vielen kleinen und einzelnen grössern Sanidinen, zahlreichen Hornblendesäulchen, spärlichem Olivin und Titanit. Unter den trachytischen Gesteinen des Westerwaldes (vgl. S. 185) finden sich nach v. Dechen auch drei ächte Phonolithe und mehrere phonolithartige Gesteine; der steile spitze Kegel des Hartenfelser Kopfs ist ein ächter Phonolith mit deutlicher Gallertbildung, dieselbe zeigt auch das Gestein vom Kegel des Malsbergs und von Zürbach. Zwischen Dettingen und dem Lindigwalde unfern Aschaffenburg bildet Phonolith einen Gang im Gneiss.

Die Lagerungsform der Phonolithe ist meistens übereinstimmend mit der der Trachyte, am häufigsten erscheinen sie in isolirten Kuppen als schroffe Felsen: so die spitzen Phonolithkegel

in der Lausitz und in Böhmen (der Donnersberg, der Kletschenberg, der Borzen bei Bilin, der Spitzberg bei Oderwitz), der Heldburger Schlossberg bei Coburg, der zuckerhutförmige Gerbier des joncs, der hohe Mezenc und die Felsenspitze le Pouce im Velay, die steilen und spitzen Roches de la Tuilière, de la Sanadoire und de la Malviale am Mont-Dor, viele der malerischen Phonolithkegel des Cantal. Bisweilen gruppiren sich diese Phonolithkegel in eine fortlaufende Reihe, wie die Phonolithkette des Velay, welche aus dem grossen Granit- und Gneissplateau Centralfrankreichs aufragt. Ueber die regelmässige Anordnung der Phonolithkuppen der Rhön vgl. v. Leonhard, Zeitschr. f. Mineral. 1827. 97 und Gutberlet, N. Jahrb. f. Min. 1845. 133. Manchmal tritt der Phonolith auch in kleinen Plateaus oder deckenartigen Ablagerungen auf; bisweilen sind diese Decken durch spätere Einwirkung des Wassers zerrissen, aber ihr ursprünglicher Zusammenhang erhellt aus der fast horizontalen, oder sehr wenig geneigten Lage der Absonderungsplatten. Derartige deckenförmige Plateaus finden sich nach Gutberlet an der Rhön, nach Burat am Megal im Velay, auch bei Hareth unweit Brüx in Böhmen. Eine stromartige Lagerung, die aber, wie auch die deckenförmige bei weitem nicht die Ausdehnung besitzt, wie sie Basalten eigen ist, zeigt sich am Todtenberg bei Kostenblatt, in der Rhön zwischen dem Teufelsstein, der Milseburg und der Steinwand, am Cirque de Boutière südlich vom Mezenc im Velay u. a. O.

Endlich bildet der Phonolith gleichfalls Gänge, welche auch einen Anhaltspunkt für die Bestimmung des relativen Alters dieses Gesteins gewährend, fast überall da auftreten, wo Phonolith überhaupt erscheint. Besonders reich an Phonolithgängen, welche oftmals grosse Mächtigkeit gewinnen, ist das böhmische Mittelgebirge, z. B. bei Prosseln, und am Wege zwischen Priesnitz und der Merkauer Kapelle, wo sie das Basaltconglomerat und den Braunkohlensandstein, im Tollgraben bei Wesseln, wo zahlreiche derselben gleichfalls das Basaltconglomerat durchsetzen (Reuss, Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 234); im Basstreicher Steinbruch bei Binowe wird ein Phonolithstock von einem zwei Fuss mächtigen olivinführenden Basaltgang durchsetzt. v. Cotta erwähnt im IV. Heft der geogn. Beschr. des Kgr. Sachsen mancher Phonolithgänge der Lausitz, welche bei Tichlowitz Basaltconglomerat, bei Topkowitz und Stein-

politz Basalt, zwischen Oybin und Hain Quadersandstein durchsetzen. Ebenso in der Rhön (wo z. B. die Schichten des bunten Sandsteins und des Muschelkalks bei Treissbach von Phonolithgängen durchsetzt werden) und im Cantal.

Die schieferige Textur steht in einem Zusammenhang mit der Lagerungsform. So ist es bei den Kuppen eine in die Augen springende Erscheinung, dass die Platten und Schichten des Gesteins eine solche Stellung zeigen, dass sie ein rings um die Axe des Berges geordnetes kegelförmiges, oder wenn die Spitze desselben noch unversehrt ist, ein glockenförmiges System darstellen, indem die Schieferung allerseits parallel ist den Tangentialflächen an den Kegelberg. Voigt und später Reuss beschrieben diese merkwürdige Erscheinung, welche keineswegs selten ist, sehr schön z. B. am Teplitzer Schlossberg, am Spitzberg bei Brüx, am Heldburger Schlossberg bei Coburg, an vielen Phonolithbergen des Velay. »Schaalenförmig übereinanderliegende Gesteinsplatten, welche an den Seiten steil mit dem Bergabhang einfallen, auf der Höhe aber wie die Bergkuppe selbst sich wölben und flach legen, setzen den (Noseanphonolith des) Hohentwiel, Hohenkrähen, Gennersbohl, (Phonolith des) Mägdeberg, Staufen im Hegau zusammen« (C. v. Fritsch, N. Jahrb. f. Min. 1865. 661) (vgl. Bd. I. S. 151). Bei den Strömen und Decken sind die Platten meistens horizontal gelagert und die Säulen stehen senkrecht, bei den Gängen pflegt die plattenförmige Absonderung den Saalbändern parallel zu liegen.

Im Allgemeinen ist der Phonolith gleichalterig mit dem Trachyt, und jünger als die meisten Basalte und Braunkohlengebilde. Doch waren die Phonolitheruptionen während einer längern Zeit im Gange und haben sich in einer und derselben Gegend mehreremal wiederholt, auch fanden abwechselnde Eruptionen von Basalt und Phonolith häufig statt; so z. B. unterscheidet Gutberlet in der Rhön:

1) ältern Phonolith, in einer dicht erscheinenden, von Hornblende, Magneteisen und Glimmer freien Grundmasse dünntafelförmige Feldspathe zeigend.
2) ältern Basalt, den Phonolith durchsetzend und Bruchstücke davon einschliessend.
3) jüngern Phonolith, welcher grössere und dickere Feldspathkrystalle, ausserdem Krystalle von Hornblende, Augit, Glimmer und Magneteisen in einer krystallinischen Grundmasse

enthält und überhaupt trachytähnlicher und lockerer ist, sowie den Basalt durchsetzt.

4) jüngern Basalt.

Aehnliche Abwechslungen und verschiedene Altersbeziehungen weisen auch andere Phonolithregionen auf.

Die Phonolithe Böhmens sind jünger als die dortige Braunkohlenformation, ein Theil der Basalte ist älter, ein anderer jünger als die Phonolithe. Die Noseanphonolithe des Hegau drangen wahrscheinlich während der obersten Miocänbildung hervor. Die Eruption der Phonolithe des Velay fällt an den Schluss der Tertiärzeit, da sie bei Mercour über den tertiären Süsswasserkalken und Mergeln lagern, dennoch sind sie dort durchgehends noch älter als die Basalte; am Cantal scheinen die Basalte die älteste Bildung zu sein, von den centralen Trachyten und Phonolithen sind die letztern augenscheinlich die jüngern. Ein gleiches Verhältniss waltet am Mont-Dor ob.

Abich, Vulkanische Erscheinungen 1841. 35.
C. G. Gmelin, Ph.analysen, Poggend. Annal. XIV. 1828. 360.
Rammelsberg, Ph.analysen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 750.
A. E. Reuss, Ph. des böhm. Mittelgeb., Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 190.
Hermann Meyer, Ph. v. Marienberg bei Aussig, Poggend. Annal. XLVII. 1839. 191.
Struve, Ph. v. Brüx, Böhmen, Poggend. Annal. VII. 1826. 348.
Redtenbacher, Ph. v. Wisterschan, Böhmen, Poggend. Ann. XLVIII. 1839. 491.
G. Jenzsch, Ph. Böhmens, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VIII. 1856. 167.
Jokély, Ph. Böhmens, Jahrb. d. geol. R.anst. 1858. 412.
G. Rose, zersetzter Ph. v. Kostenblatt, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VI. 1854. 300.
Gutberlet, Ph von der Rhön, N. Jahrb. f. Min. 1845. 129.
E. E. Schmid, Ph. v. Ebersberg, Rhön, Poggend. Annal. LXXXIX. 1853. 295 und Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 1853. 236.
Zirkel, Ph. vom Selberg, Eifel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 521. 534; vgl. auch G. Bischof, chem. u. phys. Geol. I. Aufl. II. 2185, und Mitscherlich, über d. vulk. Erschein. d. Eifel, herausg. v. Roth 1865. 13.
v. Dechen, Ph. v. Westerwald, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1865. 90.
I. Schill, Ph. v. Kaiserstuhl in G. Leonhards Beiträge z. mineral. Kenntn. v. Baden III. 1854. 59.
Fischer, Ph. des Hegau, Ber. d. naturf. Gesellsch. z. Freiburg i. Br. II. 1862. 407.
K. v. Fritsch, Ph. des Hegau, N. Jahrb. f. Min. 1865. 651.

G. vom Rath, Ph. v. Zittau, Zeitschr. d. d geol. Ges. VIII. 1856. 167.
G. Rose, Ph. durch Overweg in Tripolis gesammelt, Zeitschr. d. d. geol. Ges. III. 1851. 105.
Bertrand-Roux, Descript. géogn. des envir. de Puy en Velay. 1823.
Burat, Descript. des terrains volcaniques d. l. France centrale. 1833.

Noseanphonolith.

Im Anschluss an die gewöhnlichen müssen jene eigenthümlichen, durch das Vorkommen des Nosean charakteristischen phonolithartigen Gesteine erwähnt werden, von denen man bis jetzt zwei Ablagerungen kennt, in den Umgebungen des Laacher Sees in Rheinpreussen und im badischen Hegau.

Der erstere Noseanphonolith, durch dessen Untersuchung sich vom Rath verdient gemacht hat, enthält in einer überwiegenden, fast dicht erscheinenden Grundmasse ausgeschiedene Krystalle von Nosean und Sanidin. Die Grundmasse ist in den frischen Abänderungen mit dem Messer nur wenig ritzbar, dunkelbraun oder dunkelgrün, häufig aber verwittert und dann lichtbraun, gelblich oder lichtgrün, weich, mit Säuren brausend, dabei kommt auch meist eine kleinkörnige Textur zum Vorschein.

Unter den ausgeschiedenen Gemengtheilen überwiegt der Nosean, dessen bis liniengrosse im Bruch regelmässig begrenzte granatoedrische Krystalle im frischesten Gestein beinahe farblos oder bläulichgrau, in den verwitterten Varietäten weiss sind; in den kleinen Drusen des Gesteins ist zuweilen der Nosean in zierlichen Zwillingen ausgebildet. Am Burgberg findet sich eine schön gefleckte Varietät dieses Gesteins: lichtgelbe, aus der Zersetzung von Noseankrystallen entstandene Flecken liegen in der dunkelbraunen härtern Grundmasse. Der fest mit der Grundmasse verwachsene Sanidin erscheint in tafelförmigen, vorzugsweise einfachen Krystallen, wie im gewöhnlichen Phonolith. Selten sind kleine schwarze Magneteisenkörnchen; noch seltener Glimmer und Titanit.

In der Grundmasse sind in grosser Menge kleine Leucitkörnchen eingesät, welche höchstens $\frac{1}{4}$, meist aber kaum $\frac{1}{10}$ Mm. gross sind. Bei dieser Grösse und ihrer Durchsichtigkeit kann man sie im frischen Gestein nicht mit blossem Auge wahrnehmen; ein Dünnschliff des Gesteins erscheint wie von zahlreichen feinen Löchern durchbohrt, welche sich unter dem Mikroskop als durchsichtige Leucitkrystalle darstellen. Bei etwas zersetztem Zustande des

Gesteins oder nach dem Glühen desselben treten aber die Leucite dem Auge schon erkennbar als dichtgedrängte schneeweisse Körnchen aus der braunen Masse hervor. Merkwürdigerweise sind die Leucite in dem Noseanphonolith niemals in etwas grössern Krystallen ausgebildet. Die Grundmasse des Phonolith von Olbrück besteht mit grosser Wahrscheinlichkeit auch zum Theil aus Nephelin, für welchen vom Rath die sechseckigen und prismatischen Formen hält, die in dem Dünnschliff unter dem Mikroskop ersichtlich sind. Der Noseanphonolith hängt vermöge seiner mineralogischen Zusammensetzung mit dem später zu erwähnenden Noseanleucitophyr zusammen. Das Gestein gibt im Glaskolben Wasser und wird von heisser Salzsäure schnell und unter Gallertbildung aufgelöst.

I. Noseanphonolith, frisch, vom Schloss Olbrück unweit des Laacher-Sees. Spec. Gew. 2.533.

II. Noseanphonolith, frisch, Block aus dem Tuff von Rieden, nach Absonderung des 0.20 betragenden Magneteisengehalts. Spec. Gew. 2.54.

III. Noseanphonolith, verwittert, ebendaher. Spec. Gew. 2.72.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . . .	54.02	53.54	53.11
Thonerde	19.83	20.68	21.37
Eisenoxydul . . .	4.09	4.63	4.30
Kalk	2.09	1.28	3.52
Magnesia	0.31	0.76	0.43
Kali	5.98	3.20	8.71
Natron	9.88	11.04	2.43
Wasser	2.75	2.29	4.48
Schwefelsäure . .	0.69	0.63	0.38
Chlor	0.36	0.75	0.08
Kohlensäure . . .	—	—	1.41
	100.00	98.80	100.22

I und II sind eine fast identische Mischung mit Ausnahme der relativen Mengen der Alkalien, welches daher rührt, dass das Olbrückgestein grössere und zahlreichere Leucite enthält, als das von Rieden. Aufnahme von Wasser und beträchtliche Verminderung des Natrongehalts zeichnet den zersetzten Noseanphonolith III aus. Merkwürdig ist, dass sich aus einer Mischung, welche dreimal so

viel Natron als Kali besitzt, Leucit, das kalireichste Silicat, abscheiden konnte.

Die eigentlichen Phonolithe vom Rothenberg bei Brüx, vom Teplitzer Schlossberg, von Wisterschan bei Teplitz, von Nestomitz bei Aussig, stehen den frischen Noseanphonolithen in der Mischung am nächsten, die Mischung des zersetzten Noseanphonolith III ist der des Phonolith vom Marienberg bei Aussig fast gleich. Dieser Noseanphonolith sondert sich, wenn auch nicht so ausgezeichnet, wie der gewöhnliche, in dicke Tafeln ab. Aus ihm besteht im Gebiet des Laacher Sees der schöne Kegel von Olbrück, der langgestreckte Englerkopf, der Lehrberg, Schilkopf, der im Centrum eines halbkreisförmigen Tuffwalls sich erhebende Kegel des Burgbergs bei Rieden; auch sind die zahlreichen Blöcke im Leucittuff von Rieden, sowie die im vulkanischen Tuff des Dachsbuschs (zwischen Wehr und Niederzissen) Noseanphonolith.

vom Rath, Skizzen aus dem vulkanischen Gebiet des Niederrheins, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1860. 29 u 1864. 102.

Hier sei auch das Nosean-Melanitgestein von dem Perlerkopf im Laacher-Seegebiet erwähnt, dessen Untersuchung ebenfalls von vom Rath herrührt; es ist feinkörnig, meist compact, bisweilen etwas porös. Die erkennbaren Gemengtheile, von denen die meisten nicht die Grösse einer Linie erreichen, sind Nosean, Sanidin, schwarzer Granat oder Melanit, Hornblende. Der Sanidin erscheint als ein feinkörniges Gemenge, in die Poren des Gesteins ragen seine wasserhellen, zierlich ausgebildeten Krystalle hinein. In einem Dünnschliff erkennt man unter dem Mikroskop in der Grundmasse zahlreiche farblose Prismen, welche unzweifelhaft dem Sanidin angehören. Der Nosean in regelmässigen Granatoedern ist im frischen Gestein schwarz, in etwas verwittertem lichtgrau, zuweilen mit rother Hülle umgeben, im Dünnschliff durchsichtig. Der immer vorhandene Melanit ist viel seltener als der Nosean, schwarz mit muscheligem Bruch und dadurch sogleich vom Nosean unterscheidbar. Die Hornblende von schwarzer Farbe bildet dünne Prismen bis 2 Linien lang. Gelbe Titanitkörner und Augitkrystalle sind sehr selten; Magneteisen ist in dem Gestein nicht vorhanden.

Das spec. Gewicht beträgt 2.639; die Zusammensetzung ist: Kieselsäure 48.95; Thonerde 18.43; Eisenoxyd 9.10; Kalk 6.42;

Magnesia 1.43; Kali 6.90; Natron 6.51; Wasser 1.79; Schwefelsäure 1.24; Chlor 0.37 (101.14). Es wurde auch die Zusammensetzung des in Säuren löslichen und unlöslichen Theiles ermittelt. Der unlösliche Theil lässt sich in ziemlich befriedigender Weise als ein Gemenge aus Sanidin, Melanit und Hornblende betrachten. vom Rath schliesst auf ungefähr 50 pct. Nosean, 24 Sanidin, 26 Melanit, Hornblende (und Augit).

vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1862. 655.

In mehrern der phonolithischen Gesteine des Hegau im südlichen Baden, auf welche bereits im Vorstehenden hier und da Bezug genommen wurde, hat man den Nosean erst kürzlich kennen gelernt, sie galten bisher sämmtlich als eigentliche Phonolithe. Der ausgezeichnete Noseanphonolith des Hohentwiel besitzt unter den ausgeschiedenen Krystallen vorwiegend blaugrauen Nosean (dessen dodekaedrische Umrisse zumal in zersetzten Partieen sehr deutlich hervortreten), auch mehr himmelblaue Hauynkörnchen und verhältnissmässig wenig rissigen Sanidin, ausserdem ein sehr seltenes dunkelgrünes Mineral (Hornblende oder Augit); auf der Capverdischen Insel S. Vincente tritt ein in Handstücken kaum unterscheidbares Gestein auf. Sehr zahlreiche glasige Sanidine (oftmals zu Natrolith oder kalkreichem Kaolin umgewandelten Nosean einschliessend) enthält das Gestein vom Hohenkrähen, worin auch Augit, Magneteisen, Titanit häufiger sind. Der Noseanphonolith vom Gennersbohl mit seinen grossen Sanidinen, schönen Titaniten und grossen braunen Glimmerblättern gelatinirt nicht mehr, da der fast ganz zersetzte Nosean grossentheils in kalkhaltigen, stark brausenden Kaolin (seltener in Natrolith) übergegangen ist. In dem bisweilen fettartig glänzenden grünlichgrauen sanidinführenden Gestein vom Staufen sind aber die gelblichen und weissen matten Flecken wahrscheinlich nicht Noseane, sondern zersetzte Nepheline, auch in demjenigen vom Mägdeberg ist das Vorkommen von Nosean sehr fraglich (K. v. Fritsch). Die schönen Natrolithe des Hohentwiel, Zersetzungsproducte des Nosean sind bekannt, auch Analcim erscheint in Klüften.

Schon im Jahre 1828 hatte C. G. Gmelin das Gestein vom Hohenkrähen zerlegt und analysirt, dessen beträchtliche Löslichkeit (vgl. S. 192) sich durch die Noseanmenge erklärt; dem trefflichen Chemiker war auch bereits der Schwefelsäure- und Chlorgehalt des

Gesteins nicht entgangen, der von dem damals gar nicht darin vorausgesetzten Nosean herrührt. I ist die Bauschanalyse; II der lösliche, III der unlösliche Theil:

	I.	II.	III.
Kieselsäure	53.70	43.25	66.55
Thonerde	19.73	22.90	15.86
Eisenoxyd	3.55	2.66	4.63
Manganoxyd	1.09	1.19	0.98
Kalk	1.46	2.44	0.27
Kali	7.24	5.45	9.44
Natron	7.43	13.67	—
Wasser	3.19	5.79	—
Schwefelsäure	0.12	0.22	—
Chlor	Spur	—	—
	97.51	97.57	97.73

Noseanphonolith vom Hohenkrähen und die des Laacher-Sees stimmen sehr gut mit einander überein.

C. G. Gmelin, Poggend. Annal. XIV. 1828. 359.

Fischer, Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg im Br. II. 1862, No. 26 u. 27. S. 407.

K. v. Fritsch, N. Jahrb. f. Min. 1865. 664.

Ueber das Sanidin und Hauyn haltende Gestein von Melfi vgl. Hauynophyr.

Andesit.

Unter den Andesiten werden nach frühern Erörterungen (S. 147) die sanidinfreien, reinen Oligoklastrachyte verstanden. Sie sondern sich in verschiedene Gruppen, einerseits je nachdem sie quarzhaltig oder quarzfrei sind, andererseits je nachdem Hornblende oder Augit mit dem Oligoklas verbunden ist. Rein willkürlich ist es, ob man Gegenwart oder Mangel von Quarz, oder ob man Begleitung durch Hornblende oder Augit als oberstes Eintheilungsprincip wählt. Wie bei den eigentlichen durch Sanidin charakterisirten Trachyten die quarzhaltigen Glieder als Quarztrachyte zuvörderst ausgeschieden wurden, so könnte man auch bei den oligoklasführenden Andesiten die quarzhaltigen Vorkommnisse als Quarzandesite aussondern, woran sich alsdann die eigentlichen quarzfreien Andesite schliessen würden, die je nach ihrem vorwaltenden Hornblende- oder Augitgehalt in quarzfreie Hornblende-Andesite

und quarzfreie Augit-Andesite zu scheiden wären. Da aber bei den ältern Oligoklasgesteinen (Diorit, Porphyrit, Melaphyr) in erster Linie die Trennung in hornblende- und augitführende vorgenommen und erst in zweiter Linie innerhalb dieser Gruppen auf den Quarzgehalt oder Quarzmangel unterscheidendes Gewicht gelegt wurde, so sei hier die analoge Gruppirung gewählt.

A. Hornblende-Andesit.

Vorwiegend charakterisirt durch Oligoklas und Hornblende, während Quarz bald vorhanden ist, bald fehlt. Darnach sondern sich die hierher gehörigen Gesteine in zwei Reihen, wovon die quarzfreie, wie es scheint, weiter verbreitet ist.

1. Quarzführende Hornblende-Andesite.

Sie finden in den alten quarzführenden Dioriten (vgl. S. 4), sowie in den alten quarzführenden Porphyriten (z. B. vom Korgon am Altai, dem rothen antiken Porphyrit, vgl. S. 26. 30. 32) ihre vollständigste Parallele. Sie besitzen einen Kieselsäuregehalt, welcher bei reichlicher Beimengung basischerer Mineralien und geringem Quarzgehalt den des Oligoklas erreicht, bei spärlicher Beimengung solcher Mineralien und grösserm Quarzgehalt denselben übertrifft. Die Kenntniss dieser Gesteine ist zur Zeit noch nicht sehr weit gediehen, fernere Untersuchungen werden ihren Kreis zweifelsohne bedeutend erweitern. Die nach dem jetzigen Stande der Forschung sicher oder höchst wahrscheinlich hierher gehörenden Vorkommnisse sind:

Die Gesteine Siebenbürgens, welche Stache in seiner lehrreichen Beschreibung »andesitische Quarztrachyte« nennt; sie sind stets von dunkler, schwärzlicher, grünlichgrauer oder brauner Farbe, das Gefüge schwankt von der dichten durch die verschwommen körnige bis zur deutlich gleichmässig-kleinkörnigen Textur; unter den Gemengtheilen ist wesentlich gestreifter Feldspath (Oligoklas), Quarz und Hornblende, überdies erscheint zuweilen noch ein anderer zweifelhafter Feldspath und meist auch Glimmer, seltener und spärlicher auch Augit und Olivin. Dazu gehört z. B. der schwarze Quarzandesit von Hódosfalva, der grüne Quarzandesit von Sulicze, der braune Quarzandesit des Bogdan-Gebirges; alle enthalten meist reichlich Quarz (welchen v. Richthofen übersah) in kleinen dunkeln, scharfbegrenzten glasigen Körnern. Ferner sind hierher zu zählen

die »grünsteinartigen Quarztrachyte« Staches, quarzhaltige Gesteine begreifend, welche sich ihrer sonstigen Ausbildung nach eng an die »Grünsteintrachyte« v. Richthofens anschliessen. Dunkelgrün bis fast schwarz sind die vorherrschenden Farben, neben dem Quarz sind Oligoklas und Hornblende Hauptgemengtheile und Hauptausscheidungen, ausserdem erscheint auch Glimmer (und vielleicht auch Sanidin); dazu der schwarze quarzführende Hornblende-Andesit von Nagyág mit reichlicher Grundmasse; die grünen feldspatharmen Andesite vom Alzedu-Berg bei Csértes; die hornblendearmen Andesite der verschiedenen Erzdistricte von Nagyág, Verespatak, Offenbánya, Kapnikbánya u. s. w.

Ueber quarzführende Hornblende-Andesite des Siebengebirges vgl. unten bei quarzfreiem Hornblende-Andesit (S. 213).

Sodann ist hierher wohl mit Sicherheit jene Reihe von Gesteinen Transkaukasiens zu rechnen, deren Kenntniss wir Abich verdanken, und welche Roth theilweise bei den Lipariten, theilweise bei den Hornblende-Andesiten unterbringt.

I. Gestein von Besobdal (»dioritähnlicher Porphyr«) mit heller, felsitähnlicher Grundmasse, darin viele milchweisse gestreifte Feldspathe, zahlreiche graulichweisse Quarzkörner, Magneteisen, Spuren von zersetztem Glimmer oder Hornblende; spec. Gew. 2.656. Abich, üb. d. geol. Nat. des armen. Hochlandes, Dorpat 1843. 47.

II. Gipfelgestein vom grossen Ararat; lichtaschgrau, sehr feinkörnig mit sehr vielen glasglänzenden triklinen Feldspathzwillingen, spärlichen dunkelbraunen Hornblendenadeln und vielen glasglänzenden Punkten, wahrscheinlich Quarz; spec. Gew. 2.595. Abich, ebendas. 48.

III. Dunkelgraues Gipfelgestein des Kasbek; krystallinisch und zwar durch trikline Feldspathzwillinge porphyrartig mit spärlicher Hornblende, Spuren von Glimmer, etwas Magneteisen; spec. Gew. 2.643. Abich, ebendas. 51.

IV. Gestein vom Ararat; in dichter, schwarzgrauer, hornsteinähnlicher Grundmasse zahlreiche Oligoklase, undeutliche Hornblende und Glimmer; spec. Gew. 2.635. Abich, ebendas. 53.

V. Ebendaher, in sehr poröser röthlicher Grundmasse viele Oligoklase und schwarze Gemengtheile; spec. Gew. 2.707. Abich, ebendas. 54.

VI. Gestein zwischen Keschet und Kobi; in dunkelgrauer

dichten Grundmasse kleine trikline Feldspathnadeln und Magneteisenpunkte; durch feine langgezogene Poren mit weissen Kryställchen wird ein graumelirtes Ansehen hervorgebracht; spec. Gew. 2.60. Abich, ebendas. 57.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . .	76.66	69.47	69.25	65.46	65.21	61.13
Thonerde . . .	12.05	14.98	13.35	15.36	14.16	16.44
Eisenoxyd . .	2.39	2.31	3.30	—	—	—
Eisenoxydul . .	1.08	1.04	1.49	6.65	6.70	9.23
Kalk	1.25	4.68	5.09	4.24	6.56	6.25
Magnesia . . .	Spur	0.98	1.64	2.11	3.47	3.76
Kali	2.94	1.46	5.13	1.33	3.80	2.99
Natron . . .	3.53	4.46		4.09		
Glühverlust . .	1.12	0.35	0.65	0.34	0.20	0.44
	101.02	99.73	99.90	99.58	100.10	100.24

Da neben dem Oligoklas des Sanidin keine Erwähnung geschieht, so gehören diese Gesteine zu den Andesiten und da (mit Ausschluss von VI) ihr Kieselsäuregehalt den des Oligoklas übersteigt und sie alle krystallinisch sind, so muss freie Kieselsäure als Quarz vorhanden sein. Abich führt auch in I den Quarz als erkennbaren Gemengtheil auf und die vielen glasglänzenden Punkte in II sind zweifelsohne Quarz. In VI vermuthet Abich auch Quarz, dessen Gegenwart wahrscheinlich ist, wenn man bedenkt, dass der Kieselsäuregehalt nicht viel unter den mittlern des Oligoklas fällt und basischere Mineralien zugemengt sind. Einer mikroskopischen Untersuchung dieser Gesteine wird es mit grösster Wahrscheinlichkeit gelingen, Quarz in ihnen nachzuweisen. Abich lässt auch, indem er die Quantitätsverhältnisse der Gemengtheile zu berechnen versucht, freie Kieselsäure übrig; so zerfällt er III in 57.58 Oligoklas, 12.61 Hornblende, 2.74 Magneteisen und 26.32 Kieselsäure; IV in 66.92 Oligoklas, 13.22 Hornblende, 2.32 Magneteisen und Eisenkies und 17.22 Kieselsäure; V in 60.38 Oligoklas, 22.28 Hornblende, 2.35 Magneteisen und 14.79 Kieselsäure. Erwähnenswerth ist, dass auch bei denjenigen transkaukasischen sauren Glasgesteinen, welche Feldspathe ausgeschieden enthalten (der Obsidianporphyr vom grossen Ararat, ähnlich zusammengesetzt wie I, und das Gipfelgestein des Elbrouz mit schwarzer glasiger Grundmasse, höchst ähnlich zusammengesetzt wie II), diese nicht orthoklastisch, sondern

triklin sind; diese Glasmassen stellen also, wie aus ihrem geologischen Vorkommen und ihrer petrographischen Beschaffenheit hervorgeht, ächte Andesit-Obsidiane dar.

In jüngster Zeit hat vom Rath »Oligoklastrachyte« der Euganeen untersucht, welche sich ebenfalls durch einen hohen Kieselsäuregehalt auszeichnen, obschon sie in der höchst feinkörnigen bis dichten Grundmasse nur Krystalle von Oligoklas, Hornblende und Glimmer, keinen (Sanidin und) sichtbaren Quarz ausgeschieden enthalten; dieselben reihen sich also dieser Gesteinsabtheilung an.

I. Braunes Gestein vom Monte alto, feinschuppige braune Grundmasse mit vielen 1—2 Linien grossen, deutlich gestreiften, durchsichtigen Oligoklasen, ziemlich viel nadelförmiger Hornblende, spärlichen, sehr kleinen Glimmerblättchen; spec. Gew. 2.545.

II. Gestein von Zovon, westlich von Teolo; in lichter Grundmasse sehr viele 3 — 4 Linien grosse Oligoklase, auch Magnesiaglimmer und Hornblende führend, sowie viel Magneteisen haltend, welches vorher ausgeschieden wurde; in kleinen Drusen des Gesteins wenig Quarz; spec. Gew. 2.593.

	I.	II.
Kieselsäure . . .	68.56	67.98
Thonerde . . .	13.73	13.05
Eisenoxydul . .	6.72	5.69
Kalk	2.24	1.63
Magnesia . . .	0.42	0.14
Kali	1.74	3.23
Natron	6.04	7.96
Glühverlust . .	0.55	0.32
	100.00	100.00

Stache, Gest. von Siebenbürgen, Geologie Siebenbürgens von F. v. Hauer u. Stache 1863.

Abich, Gest. von Transkaukasien, Ueber die geologische Natur des armenischen Hochlands, Dorpat 1843.

vom Rath, Gest. der Euganeen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 500.

2. Quarzfreie Hornblende-Andesite.

In einer feinkörnigen, deutlich krystallinischen, bisweilen auch scheinbar dichten, selbst fast glasartigen Grundmasse liegen gestreifte Oligoklaskrystalle und Hornblendesäulen, von Sanidin und Quarz entdeckt man nichts. Magneteisen ist häufig in feinen Körn-

chen eingesprengt, auch Glimmerblättchen stellen sich ein. Hier und da zeigt sich auch Augit, aber immer nur sehr spärlich, so dass seine Menge gegen die der Hornblende vollständig zurücktritt und dieses Mineral nur die Rolle eines accessorischen spielt; Olivin, Titanit finden sich gleichfalls beigemengt; in Hornblende-Andesiten, welche am Südende des Pinar auf Palma Lavaströme bilden, erwähnt W. Reiss zahlreiche kleine Hauynkörnchen. In einigen Fällen erscheint auch keine eigentliche Grundmasse, sondern das Gestein stellt ein mehr oder weniger grobkörniges Aggregat von deutlich einzeln erkennbaren Oligoklas- und Hornblende-Individuen nebst andern accessorischen Mineralien dar. Die quarzfreien Hornblende-Andesite sind den alten quarzfreien Dioriten und quarzfreien Hornblendeporphyriten vollständig analog.

Die Farbe dieser Hornblende-Andesite ist graulich, dunkelgrünlich, bei grösserm Hornblendegehalt auch wohl dunkelbraun bis schwärzlich. Als Zersetzungsproducte haben sich in der Masse mitunter Zeolithe und Carbonate ausgebildet.

Chemische Analysen von quarzfreien Hornblende-Andesiten.

I. H.-A. von der Wolkenburg im Siebengebirge. Bischof, Lehrb. d. ch. u. ph. Geol. I. Aufl. II. 2181; braust mit Säuren.

II. H.-A. vom Stenzelberg im Siebengebirge. Rammelsberg 1860. Mittheilung an vom Rath. Diese beiden Gesteine sind in petrographischer Hinsicht ausgezeichnete Hornblende-Andesite.

III. H.-A. von der Kuppe Stary-Swietlau bei Banow in Mähren, grauweiss, sehr wenig Hornblende. Tschermak, Jahrb. d. geol. Reichsanst. IX. 1858. 71.

IV. H.-A. von Szczawnica bei Sandec in Galizien, fast ohne Grundmasse, mit hellem Feldspath und dunkelgrüner Hornblende. Streng, Poggend. Ann. XC. 1853. 117; ist mit Kalk durchzogen und enthält noch 0.33 Kohlensäure.

V. Vom Schivélutsch in Kamtschatka. In grauer oder röthlicher krystallinischer Grundmasse kleine glasige zum Theil deutlich gestreifte Feldspathkrystalle, wenig schwarze Hornblende und Magneteisen, ausserdem grüne Augittheilchen. Abich, Vulk. Erschein. 1841. 106.

VI. Von Pisoje bei Popayan, Neu-Granada. In grünlichgrauer Grundmasse grosse schöne weisse Oligoklase und kleine Hornblendekrystalle. Abich, Vulk. Ersch. 1841. 116 u. v. Humboldts Kosm. IV. 621.

VII. H.-A. vom Gunung Merapi auf Java. Prölss, N. Jahrb. f. Min. 1864. 431.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	62.38	59.22	58.92	58.11	61.92	60.35	57.60
Thonerde	16.88	13.59	21.24	17.26	14.10	25.57 (Thonerde und Eisenoxyd)	20.53
Eisenoxyd	7.33	5.55	—	—	0.20 Mn		—
Eisenoxydul	—	4.03	7.63	5.72	6.22	—	8.76
Kalk	3.49	5.13	6.79	10.85	6.03	6.16	6.66
Magnesia	0.82	1.66	0.81	1.81	5.27	nicht bestimmt	1.70
Kali	2.94	4.64	1.12	3.66	0.61		1.46
Natron	4.42	5.31	2.20	4.01	4.88		3.04
Wasser	0.87	1.25	1.11	1.23	—		—
	99.13	100.38	99.82	102.65	99.23		99.75

Die quarzfreien Hornblende-Andesite mit ihrem Kieselsäuregehalt, der meistens zwischen 59 und 62 schwankt, in einigen sogar noch höher steigt, sind eigentlich saurer, als man der Natur der Sache nach im Verhältniss zu den Sanidin-Trachyten und Sanidin-Oligoklastrachyten vermuthen sollte, stets aber erreicht der Kieselsäuregehalt dennoch nicht das Maximum des Oligoklas. Die analog constituirten, ebenfalls aus Oligoklas und Hornblende bestehenden quarzfreien Diorite sind auch durchgehends basischer.

Das spec. Gewicht beträgt 2.7—2.8; es ist z. B. bei I 2.739; III 2.671; V 2.778; VI 2.790; während es bei dem Sanidin-Oligoklastrachyt nur 2.6 bis 2.7 ausmachte.

Das Gestein von der Wolkenburg im Siebengebirge (I), ein so charakteristisches, dass man darnach die Hornblende-Andesite Wolkenburg-Trachyte genannt hat, zeigt in einer grauen, bläulichen, röthlichen, oft auch dunkeln Grundmasse mit häufig poröser Textur sehr zahlreiche Körner oder tafelartige Krystalle von deutlich gestreiftem schneeweissem Oligoklas, säulenförmige Krystalle von Hornblende bis zur Grösse von mehrern Zollen und kleine sechsseitige Blättchen von schwärzlichbraunem Magnesiaglimmer. Magneteisen durchzieht das Gestein in oft unerkennbar feinen Körnchen. Die Hornblende ist bei weitem häufiger als im Drachenfelser Sanidin-Oligoklastrachyt, Augit ist selten, Olivin findet sich nicht darin; Hohlräume des Gesteins, welche meistens von einem dunklern, an grossen Glimmerblättern, Hornblende- und Oligoklaskrystallen reichen Gesteinsrande umgeben werden, enthalten Kalk-

spath, welcher auch sonst vielfach in dem Andesit fein vertheilt zu sein scheint, da dieser sehr häufig mit Säuren braust. Aehnlich dem Gestein von der Wolkenburg ist das vom Stenzelberg. Ausser an diesen beiden Bergen erscheint der Hornblende-Andesit noch an folgenden Punkten im Siebengebirge: am Bolvershahn und an der Wimmerspitze, östlich von der Wolkenburg; an dem nördlichen Gebirgsarm, welcher die Gipfel des Froschbergs, des Schwendels, der Remscheid, der grossen und kleinen Rosenau trägt; eine dritte, noch ausgedehntere Masse bildet das Gestein an der südlichen Grenze des Siebengebirges, nämlich die Scheerköpfe, den Kamm der Brüngelsberge, den nordöstlichen Abhang der Löwenburg, die Berge Lockemich, Buckeroth und den scharfgeschnittenen Grat der Breiberge. Inselförmig hebt sich an mehrern Punkten der Wolkenburger Hornblende-Andesit aus umlagernden Schichten des Trachytconglomerat und des Braunkohlengebirges hervor. Aus demselben besteht der grosse und kleine Hirschberg, der südöstliche Abhang des Nonnenstrombergs, sowie ein kleiner Theil des Heisterbacher Mantels. Der Wolkenburg-Andesit bildet auch zwei gangähnliche Gebirgsglieder, südwestlich vom Wasserfall und südlich vom Schallerberg. Nach vom Rath ist im Siebengebirge der Wolkenburger Hornblende-Andesit jünger als der Drachenfelser Sanidin-Oligoklastrachyt.

Wolkenburg-Andesit mit linienlangen durchsichtigen Quarzdihexaedern erwähnt Zehler am Fusse des Brüngelsbergs auf der rechten Seite des Rhöndorfer Thales, auch v. Dechen führt rothbraune Quarzkörner von sechsseitigem Durchschnitt vom grossen Breiberg an (Geogn. Führ. in d. Siebengeb. 93), und diese Gesteine sind nur desshalb hier nicht zu den Quarzandesiten gestellt worden, weil sie in allzu inniger Verbindung mit den quarzfreien Gliedern stehen.

Unter den trachytischen Gesteinen der Umgegend von Kelberg in der Eifel treten auch solche auf, welche durch reichliche tafelartige Oligoklase und lange Hornblendeprismen charakterisirt sind, und in denen kein unzweifelhafter Sanidin zu erkennen ist; dazu gehören das Gestein vom Bocksberg, östlich von Müllenbach, sowie mehrere der vereinzelten Punkte an der Chaussee zwischen Boos und Hühnerbach. Die von dem Feldspath (Sanidin Lewinstein) soviel als möglich befreite Grundmasse eines der letztern Vorkommnisse ergab nach Lewinstein: Kieselsäure 63.45; Thonerde 20.58;

Eisenoxyd 4.64; Kalk 3.62; Magnesia 1.58; Kali 2.57; Natron 3.56. Berechnet man hierzu die Sauerstoffzahlen, so ergibt sich das Verhältniss von $\ddot{Si} : \underline{\dddot{R}} : \dot{R} = 9 : 3.01 : 0.81$, also ein dem Oligoklasverhältniss sehr nahekommendes.

Von den trachytischen Gesteinen Nassaus, von denen ein Theil zu den Sanidin-Oligoklastrachyten (S. 185) zu rechnen ist, gehört ein anderer Theil zu den Hornblende-Andesiten, z. B. die Kuppe von Wenderoth, Herzberg, Hunneberg nordwestlich von Weidenhahn, Niederahr u. s. w. (v. Dechen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 92); G. Rose stellte sie früher hierher (in v. Humboldts Kosmos IV. 470). Fischer zählt am Kaiserstuhl im Breisgau zu den sanidinfreien Hornblende-Andesiten die Gesteine von der Langeneckgasse bei Oberbergen (mit Melanit), vom Eichwaldbuck, vom Eichberg bei Rothweil, von Kichlinsbergen.

Diejenigen Gesteine Ungarns und Siebenbürgens, welche als feldspathigen Gemengtheil nur Oligoklas und daneben Hornblende besitzen, betrachtet v. Richthofen, wie bereits früher erwähnt, als eigentliche Trachyte und scheidet dieselben in *Grünsteintrachyte* und *graue Trachyte*; es fallen demnach diese beiden Gesteinsgruppen mit unsern Hornblende-Andesiten zusammen. Der Unterschied zwischen Grünsteintrachyten und grauen Trachyten ist weniger in petrographischer Ausbildung als in den geologischen Verhältnissen und dem allgemeinen äussern Habitus gelegen.

Die sog. Grünsteintrachyte zeichnen sich meist durch die Anwesenheit einer grünen Färbung aus, die immer dunkel ist, und oft in ölbraune und schwärzliche Töne übergeht. Das Aussehen erinnert auffallend an das der alten Grünsteine, der Diorite und Dioritporphyre, unter welchem Namen man diese Gesteine auch früher beschrieben hatte. In den meisten Fällen kann man eine Grundmasse und eingewachsene sehr zahlreiche und deutliche Krystalle unterscheiden, welche wesentlich Oligoklas und Hornblende sind, und aus denselben Bestandtheilen dürfte im Allgemeinen die Grundmasse zusammengesetzt sein, worin feinvertheilte Hornblende das färbende Princip bildet. Der Oligoklas stellt ausgezeichnete, in grosser Zahl zerstreute, tafelförmige Krystalle von 2 – 3 Linien Durchmesser dar, welche auch ein wenig an der grünlichen Färbung theilnehmen. Die Hornblende des Grünsteintrachyt weist, wie schon Beudant bemerkt, die Eigenthümlichkeit auf, dass sie meist eine unvoll-

kommen lamellare Structur hat, sehr häufig aber, ähnlich dem Uralit, nach der Hauptaxe faserig ist. Sie besitzt dann meist einen seidenartigen und wachsartigen Glanz und dunkelgrüne Färbung, selten sind Grünsteintrachyte, wo noch der sonst gewöhnliche Glasglanz auf vollkommenen Spaltungsflächen und schwärzliche Färbung erhalten ist. Auch ist die Hornblende meist weicher als die gewöhnliche, und gleichfalls deutet das Brausen, welches fast jedes Stück bei Benetzung mit Säuren zeigt, auf Zersetzungszustände, welche sich allerdings oft noch in dem ersten Stadium befinden mögen. Die leichtere Zersetzbarkeit des Grünsteintrachyt gegenüber dem grauen Trachyt spricht sich auch in den abgerundeten Bergformen des erstern aus. Augitkrystalle sind oft in nicht unbedeutender Menge eingesprengt, aber niemals nehmen sie überhand und niemals verliert das Gemenge den Charakter eines Hornblendegesteins. Ein wesentliches Merkmal der Grünsteintrachyte ist noch ihr Gehalt an Erzen, welche meistens ungemein fein eingesprengt vorkommen, auch setzen die edlen Erzgänge von Ungarn und Siebenbürgen ausschliesslich in diesem Gestein auf.

Die grauen Trachyte, in welchen man ebenfalls nur Oligoklas und Hornblende erkennt, haben wesentlich dieselbe mineralische Zusammensetzung wie die Grünsteintrachyte. Die Hornblende, wo sie in grössern Krystallen vorkommt, hat ihren Glasglanz und vollkommene Spaltungsflächen, die Grundmasse ist bald zellig und porös, bald vollkommen dicht und splitterig, aber sie zeigt keine Spur einer grünen Färbung und keine selbst entfernte Aehnlichkeit mit alten Dioriten. Auch in ihnen treten Augitkrystalle in das Gemenge ein. Die grauen Trachyte zeichnen sich durch ihre obelisken- und thurmartigen Felsen gegen die glockenförmig gewölbten Berge der Grünsteintrachyte aus und sind stets jünger als letztere.

Einem Ausspruch v. Richthofens zufolge, dass »die grauen Trachyte in ihren sauren Gliedern, soweit Sanidin in ihnen eine Rolle spielt, in ihrem Bestande von den Grünsteintrachyten abweichend sind«, scheint es, dass diese grauen Oligoklastrachyte auch sanidinführende Endglieder besitzen, die also den Sanidin-Oligoklastrachyten zugewiesen werden müssten. Es ist übrigens wohl zu bemerken, dass durch Stache's Untersuchungen ein Theil der von v. Richthofen als gänzlich quarzfrei erachteten Grünstein- und grauen

Trachyte sich als quarzhaltig erwiesen hat, welcher also den Quarzandesiten zufällt (vgl. S. 207).

Die Hornblende-Andesite als Grünsteintrachyte und graue Trachyte sind im nördlichen Ungarn und in Siebenbürgen sehr verbreitet, z. B. in der Gegend von Schemnitz, Kapnik, Nagy-Bánya, Bereghszász, Király-Helmecz, im siebenbürgischen Erzgebirge. Leider findet sich in v. Richthofens ausgezeichneter Abhandlung, welcher vorstehendes entnommen ist, nichts eingehenderes über die Verbreitung dieser Gesteine. Die Grünsteintrachyte stehen hinsichtlich der Verbreitung den grauen Trachyten nach, letztere werden auch von bedeutenden Tuffablagerungen begleitet, wovon erstere keine Spur zeigen.

Die Hornblende-Andesite Siebenbürgens hat dagegen Stache sehr ausführlich geschildert, wobei er aus geologischen Rücksichten an der Scheidung in graue Trachyte und Grünsteintrachyte festhält; von den grauen Trachyten gehört — entsprechend unserer obigen Vermuthung — eine Abtheilung, die »ächten Trachyte«, den Sanidin- und Sanidin-Oligoklastrachyten an, die andere Abtheilung derselben, »die andesitischen Trachyte«, entspricht dagegen als reines Oligoklas-Hornblendegestein dem Hornblende-Andesit; die »Grünsteintrachyte« stimmen sämmtlich mit unsern Hornblende-Andesiten überein.

Der Hauptcharakter der »grauen andesitischen Trachyte« liegt in der dunkeln schwärzlichen Färbung, dem feinkörnigen bis dichten Gefüge und dem uneben-splitterigen und unvollkommen-schaaligen Bruch des Gesteins, in der Gegenwart zahlreicher, kleiner schimmernder, weisslicher oder grünlichgrauer Feldspathflächen mit oft deutlicher Zwillingsstreifung, sowie in dem fast immer erkennbaren Auftreten kleiner schwarzer Hornblendenadeln. In einigen Varietäten erscheinen neben der Hornblende auch accessorisch Augit und schwarzer Glimmer. Derlei Gesteine sind herrschend im Vihorlat-Gutin-Zug und brechen mit dem Gutin in das nördlichste Eruptionsgebiet Siebenbürgens ein; sie bilden von der Franzensstrasse bis über den Hargittaberg hinaus den Hauptbestandtheil des ganzen Hargittagebirges, sie erscheinen endlich in sehr bedeutenden Partieen noch in der westlichen Hälfte des süderzgebirgischen oder des Eruptionsgebietes des Körös. Stache erwähnt folgende Hauptabänderungen: den weisslichen andesitischen Trachyt von Toplicza mit zahlreichen Feldspathen und weniger Hornblende,

den fast schwarzen Andesit von Kapnikbánya und den Andesit des Karácserberges, welche beide einen derben, durchscheinenden, olivinfarbigen, unbekannten Feldspathgemengtheil ausser dem Oligoklas enthalten, welchen schon Beudant beobachtete; den Andesit von Lyásza und Karács, dessen Grundmasse stellenweise kleine weissliche perlitische Ausscheidungen, den Andesit des Hargittagipfels, welcher nach v. Richthofen auch kleine Augite umschliesst.

Die zu den Hornblende-Andesiten gehörenden »Grünsteintrachyte« charakterisirt Stache ebenso, wie v. Richthofen; auch hier werden mehrere Hauptabänderungen unterschieden: die granitoporphyrischen Grünsteintrachyte, bis auf den Mangel an Quarz, den hornblendereichen, oligoklasführenden sanidinfreien Quarzandesiten (vgl. S. 207) sehr ähnlich; Hornblende und Oligoklas sind meist in ziemlich grossen Krystallen ausgeschieden innerhalb einer grünlichgrauen, dunkelgrauen, braunen oder fast schwarzen Grundmasse; solche Gesteine sind die verbreitetsten in den Gebieten von Rodna, vom Gutin-Csibles, und kommen auch in den Gebieten von Offenbánya und Nágyag vor; Grünsteintrachyte, in denen der Feldspath ganz und gar in die Grundmasse zurücktritt und nur die Hornblende erkennbar ausgeschieden ist, wie am Henyul bei Bistritz, bei Tihutza und Maroseny; solche, in denen die Hornblende sich nur in der grünen Grundmasse findet, und der Feldspath allein ausgeschieden ist; solche Grünsteintrachyte endlich, in denen gar keine Ausscheidungen aus der Grundmasse hervortreten, sondern bei denen das ganze Gestein aus einem aphanitischen oder feinkörnigen gleichmässigen Gemenge beider Bestandtheile besteht; dunkel grünliche Farben sind auch hier herrschend und die Aehnlichkeit mit feinkörnigen Dioriten und ältern Aphanitgesteinen wird oft sehr gross. Zu bemerken ist, dass in den ungarisch-siebenbürgischen Trachyten die triklinen Feldspathe noch nicht chemisch als Oligoklas befunden wurden.

Das von Breithaupt unter dem Namen Timazit beschriebene schöne Gestein von den Ufern des kleinen Timok bei Gamsigrad in der Gegend von Saidschar im serbischen District Czernareka, welches eine als Gamsigradit bezeichnete Hornblendevarietät enthält, scheint ebenfalls ein Hornblende-Andesit zu sein; in einer grauen oder grünlichgrauen feinkörnigen bis scheinbar dichten Grundmasse liegen weisse gestreifte Feldspathe und schwarzer Gamsigradit, spaltbar nach einem Prisma von 124° 26′, mit grünlichgrauem Strich, der

Härte 5—6 und dem spec. Gew. 3.119. Der Gamsigradit schmilzt vor dem Löthrohr sehr leicht und ruhig zu einem grünschwarzen Glas und enthält nach R. Müller: Kieselsäure 46.58; Thonerde 13.65; Eisenoxydul 12.29; Manganoxydul 6.00; Magnesia 8.44; Kalk 8.83; Natron 3.17; Kali 1.00. Nebenbei finden sich noch kleine, sechsseitige braune Glimmertäfelchen, Magneteisenkörnchen und Eisenkieswürfelchen. Nach einer durch Rube angestellten Schmelzprobe enthält der Timazit, wie v. Cotta anführt, ungefähr 51 pct. Kieselsäure. Obschon die Hornblende mancher frischen ungarischen und siebenbürgischen Gesteine mit dem Gamsigradit in ihren äussern Eigenschaften nahe übereinstimmt, so scheint doch der Vorschlag von v. Cotta, die Grünsteintrachyte v. Richthofens als Timazit zu bezeichnen, nicht ganz gerechtfertigt. Am zweckmässigsten dürfte der Name Grünsteintrachyt ganz in der allgemeinern Bezeichnung Hornblende-Andesit aufgehen und der serbische Timazit allenfalls als eine Varietät des letztern beibehalten werden.

Die trachytischen Gesteine, welche in der Umgegend von Banow in Mähren aus dem Wienersandstein emporragend vorkommen, hat G. Tschermak untersucht. Es sind z. Th. ächte Hornblende-Andesite, Oligoklas-Hornblendegesteine. In einigen Abänderungen glaubte Tschermak neben dem Oligoklas noch Labrador zu erkennen, welcher sich von dem weissen oder wasserhellen Oligoklas durch seine lichtgraue Farbe und leichtere Schmelzbarkeit unterscheiden soll, auch war bei einer geschliffenen Varietät der eigenthümliche bläuliche Lichtschein wahrzunehmen. Da Analysen nicht vorliegen, so dürfte dies bis jetzt anderswo nicht beobachtete Zusammenvorkommen von Oligoklas und Labrador noch nähere Bestätigung und Untersuchung erfordern. Beim Sauerbrunnen von Nezdenitz enthält die lichtgraue feinkrystallinische Grundmasse grössere, durchschnittlich 2, im Maximum 6 Mm. lange Oligoklaskrystalle, feine Nadeln von schwarzer Hornblende, auch kleine dicke dunkelgrüne Krystalle, welche Augit zu sein scheinen, sowie Magneteisen. Das Gestein von der Kuppe Stary-Swietlau (vgl. Analyse III) ist oligoklasreicher und sehr hornblendearm. Die licht- bis dunkelgraue ebenfalls oligoklasreiche und hornblendearme Andesitlava vom Krater bei Ordgeof enthält: Kieselsäure 56.47; Thonerde 20.60; Eisenoxydul 11.15; Kalk 6.42; Magnesia 1.80; Alkalien 3.50; spec. Gew. 2.745. Die dunklern hornblendereichern und magneteisenführenden Gesteine von

Komnia, von der Einsiedelei und von dem Calvarienberg bei Banow sind solche, in denen Labrador neben Oligoklas vorkommen soll; das erstere enthält 53.85, das zweite nur 50.74 Kieselsäure; das dunkelgraue Gestein von Wollenau mit 51.32 Kieselsäure, welches ausser spärlicher Hornblende sehr kleine Olivine und Augite enthält, wird von Tschermak als ein anamesitartiges bezeichnet.

Die Hornblende-Andesite von Szczawnica bei Sandec in den Karpathen wurden von Zeuschner ihren Lagerungsverhältnissen nach beschrieben und von Streng analysirt (IV).

G. Rose zählt (in A. v. Humboldts Kosmos IV. 470) zu seiner dritten Trachytabtheilung (vgl. S. 143), welche unsern Hornblende-Andesiten entspricht, noch folgende Gesteine: die vom Puy de Chaumont bei Clermont in der Auvergne und von Liorant im Cantal; die der mexicanischen Vulkane von Toluca (reich an Magnesiaglimmer) und Orizaba; des Vulkans von Puracé; die Gesteine des Mount Taylor zwischen Santa Fé del nuevo Mexico und Albuquerque, sowie die von Cieneguilla am westlichen Abfall der Rocky Mountains, und vom Mohave-River, einem Zufluss des Rio colorado; auf Java die Gesteine der vulkanischen Gegenden von Burung-agung, Tjinas und Gunung-Parang (District Batu-gangi).

Nach der Beschreibung von Abich reihen sich den Hornblende-Andesiten noch folgende Vorkommnisse an: das Gestein vom Circus des Pic von Teneriffa, feinkörnig, rauchgrau, mit glänzenden Feldspathen in grosser Menge, Hornblende in langen schmalen Krystallen und vielen Magneteisentheilchen mit 57.76 Kieselsäure und 2.749 spec. Gew. (75.95 Oligoklas, 16.93 Hornblende, 6.73 Magneteisen nach Abich, von Roth unter den Augitandesiten aufgeführt); die Gesteine von Lisca nera, Lisca bianca und Dattolo zwischen Lipari und Stromboli mit bald dunkelrothbrauner, bald schwarzgrauer Grundmasse, vielen Feldspathen, spärlichen aber deutlichen Hornblendekrystallen und wenig Magneteisen (57.67 Kieselsäure, 2.775 spec. Gew.); das Gestein der Rocca di Zoccolaro am Val del Bove mit oft zollgrossen Hornblendekrystallen in grosser Menge und deshalb nur 53.97 Kieselsäure, aber 2.829 spec. Gew.; das der Rocca di Giannicola (mit 56.79 Kieselsäure), deren Feldspath Plattner als Oligoklas befand (Vulkanische Erscheinungen 102. 107. 110); das Gestein aus dem Teatro grande an der Basis der Serra Giannicola enthält in deutlich krystallinischer fleischrother feld-

spathreicher Grundmasse schwarze Hornblende und lauchgrünen Augit und wurde von Sart. v. Waltershausen (Vulk. Gest. v. Isl. u. Sic. 1853. 148) analysirt.

v. Richthofen fand am Tamsui-Hafen an der Nordküste von Formosa ausgezeichneten Hornblende-Andesit ohne Sanidin und Augit; die Hornblendesäulen liegen wie die Strahlsteinsäulen in einem Strahlsteinschiefer mit ihren Axen a und b nahezu durch das ganze Gestein parallel.

Andere trachytische Gesteine erwarten noch eine nähere Untersuchung, um sie alsdann entweder den eigentlichen Trachyten oder den Hornblende-Andesiten zuzuzählen; dahin gehören die braunen trachytischen Gesteine aus den Cimini-Bergen (nach Brocchi Nenfro genannt); die Gesteine zwischen Santa Fiora, Viterbo und Tolfa (von Brocchi Nekrolith genannt) u. a.

v. Dechen, H.-A. d. Siebengeb., Geogn. Führer in das Siebengeb. 1862. 92—106.
Bischof, ebendar., Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 2181.
vom Rath, ebendar, Beitr. z. Kenntn. d. Trach. d. Siebengeb. 1861.
Roth, H.-A. d. Eifel in Mitscherlich, über d. vulk. Erscheinung. d. Eifel 1865. 11.
Zirkel, ebendar., Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 538.
v. Dechen, H.-A. v. Nassau, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 89.
Stifft, Gest. v. Nassau, Geogn. Beschr. d. Herzgth. Nassau 186. 188.
F. Sandberger, ebendar., Uebers. d. geol. Verh. d. H. Nassau 70.
Fischer, H.-A. v. Kaiserstuhl, Ber. d. naturf. Ges. in Freiburg im Br. II. 408.
Tschermak, H.-A, aus Mähren, Jahrb. d. geol. R.anst. 1858. 62.
v. Richthofen, Studien aus d. ungar.-siebenbürg. Trachytgeb., Jahrb. d. geol. R.anst. 1861.
Stache, H.-A. Siebenbürgens, Geologie Siebenb. von F. v. Hauer u. Stache 1863. 68. 79.
Breithaupt, Timazit. Berg- u. hüttenmänn. Zeitung 1861. 51.
v. Cotta, Timazit, Gangstudien IV. 28. 56. 65. 85.
Streng, H.-A. von Szczawnica, Poggend. Ann. XC 1853. 117; auch N. Jahrb. f. Min. 1853. 642.
Zeuschner, ebendar., Jahrb. f. Min. 1833. 315.
Abich, H.-A. Italiens, Vulkanische Erscheinungen 1841.
Sartorius v. Waltershausen, H.-A. Italiens, Vulk. Gest. v. Sic. u. Isl. 1853. 147.
v. Richthofen, H.-A. von Formosa, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XII. 1860. 536.
Prölss, H.-A. vom Gunung-Merapi auf Java, N. Jahrb. f. Miner. 1864. 431.

B. Augit-Andesit.

Die Augit-Andesite sind in ihrer äussern Erscheinung den Hornblende-Andesiten ziemlich ähnlich und unterscheiden sich von diesen nur dadurch, dass bei ihnen Augit mit dem Oligoklas verbunden ist. Auch sie führen mitunter Quarz, doch sind solche quarzhaltige Glieder, wie es scheint, ganz unverhältnissmässig viel seltener als bei den Hornblende-Andesiten.

1. Quarzführende Augit-Andesite.

Hier sind nach unsern jetzigen Kenntnissen nur jene eigenthümlichen Gesteine der südamericanischen Andes aufzuführen, welche Abich als Andesit bezeichnet hat, welche G. Rose (v. Humboldts Kosmos IV. 471) den Augit-Andesiten zurechnet, und selbst bei diesen ist es nicht für alle zweifellos, dass sie hierher gehören, da bei einigen kein Augit, Hornblende neben Augit oder gar Hornblende allein angegeben wird; jedenfalls aber sind sie zum grössten Theile Andesite mit Kieselsäure-Ueberschuss. Es sind folgende:

I. Chimborazo-Gestein aus 15180 Fuss Höhe; neben vielen kleinen Albiten ziemlich grosse Krystalle von wachsgelbem, scheinbarem Sanidin, spärlicher Hornblende, sowie Partieen von grünem Augit und fein eingesprengtes Magneteisen. Kieselsäure 65.09; spec. Gew. 2.685.

II. Gestein vom Guagapichincha aus 14248 Fuss Höhe, schwarz pechsteinähnlich mit schmalen Albiten, grünen Augiten von muscheligem Bruch und zerstreuten Magneteisenpunkten. Kieselsäure 67.07; spec. Gew. 2.580.

III. Gestein vom Cotopaxi, »feinkörniger Andesit«. Kieselsäure 63.98; spec. Gew. 2.716.

IV. Gestein vom Antisana; in schwarzgrauer, lebhaft auf den Magnet wirkender Grundmasse vorherrschender Albit und wenig Hornblende. Kieselsäure 64.26; spec. Gew. 2.708.

V. Gestein vom Krater des Antisana. Kieselsäure 63.23; spec. Gew. 2.633.

VI. Massengestein von Riobamba; zahlreiche Feldspathe, etwas Augit und Magneteisen in lichtgrauer matter Grundmasse. Kieselsäure 61.50; spec, Gew. 2.794.

VII. Gestein vom Tunguragua, rothbraune etwas poröse Grundmasse mit weissen Feldspathen. Kieselsäure 57.40; spec. Gew. 2.798.

Abich, von welchem diese Bestimmungen herrühren (Vulkanische Erscheinungen 1841. 53 — 58; 115; 116) hielt den klinoklastischen Feldspath für Albit; wäre der Feldspath dieser Gesteine wirklich Albit, so brauchten sie keinen Quarz zu enthalten, da der Kieselsäuregehalt des Albit durchschnittlich 69 pct. beträgt. Da aber keine Analyse des Albit ausgeführt ist, und überdies I 1.99, II 2.18 pct. Kali führen, so ist mit höchster Wahrscheinlichkeit der Feldspath Oligoklas und demzufolge müssen die Gesteine (wenigstens die erstern) quarzführend sein. Rammelsberg berechnete schon bei einem andern Chimborazogestein (aus 17916 F. Höhe) mit 59.12 Kieselsäure neben Oligoklas und Augit 4.08 Kieselsäure (vgl. S. 223). Beachtentwerth wäre es, wenn die grossen wachsgelben Krystalle in I wirklich Sanidin wären, da die Begleitung von Augit sehr selten ist. Selbst bei der Gegenwart von Sanidin in I muss wegen der Beimengung basischerer Mineralien freie Säure zugegen sein. In II kann der Säure-Ueberschuss recht gut in der pechsteinähnlichen Grundmasse sitzen, die Grundmasse der meisten dieser Gesteine ist übrigens, wie eine Anschauung der Handstücke lehrt, entweder halbglasig oder felsitisch (womit auch L. v. Buchs Aussage übereinstimmt. Descr. des îles Canaries 486) und eine mikroskopische Untersuchung wäre hier sehr wünschenswerth, da überhaupt das Vorkommen von Quarz neben Augit zu den sehr seltenen Erscheinungen gehört. In III, V und VII geschieht des Augit keine Erwähnung, in IV wird sogar ausdrücklich Hornblende aufgeführt; VII braucht keine freie Säure zu enthalten, VI vielleicht auch nicht.

2. Quarzfreie Augit-Andesite.

Weitaus die allermeisten Augit-Andesite sind quarzfrei ausgebildet. Die Grundmasse, in welcher Oligoklas und Augit in Krystallen oder deutlich erkennbaren krystallinischen Körnern eingewachsen sind, ist meist mehr oder weniger deutlich krystallinisch zusammengesetzt, seltener scheinbar dicht. Wie in den Hornblende-Andesiten Augit, so tritt auch wohl bei diesen Augit-Andesiten Hornblende in das Gemenge ein, aber immer nur in solch geringer Menge, dass der Augit stets um ein bedeutendes vorwaltet. Olivin stellt sich schon häufiger ein und erinnert durch seine Gegenwart an des Basischerwerden der Gesteinsmischung. Auch Magneteisen ist ein häufiger accessorischer Gemengtheil, Glimmerblättchen hat man ebenfalls hier und da beobachtet.

Die quarzfreien Augit-Andesite, welche unter den jüngern Gesteinen den alten Melaphyren vollständig entsprechen, sind im Ganzen in einer geringern Anzahl von Vorkommnissen bekannt, als die Hornblende-Andesite; sie sind hauptsächlich als Laven in ächt vulkanischen Gegenden zu Hause und bis jetzt nur an einigen Punkten eingehender untersucht worden.

I. Augit-Andesit-Lava von Háls, Island, grauschwarz, feinkörnig, blasig, ausgeschieden Oligoklas und schlackiges Magneteisen. Genth, Ann. d. Chem. und Pharm. LXVI. 1848. 22.

II. Augit-Andesit-Lava vom Efrahvolshraun, Island, blasig, scheinbar dicht, mit ausgeschiedenem Oligoklas, Olivin und schlackigem Magneteisen. Genth, ebendas. 24.

III. Heklalava von 1845, grauschwarz mit hin und wieder ausgeschiedenem Oligoklas. Damour, Bull. d. l. soc. géol. (2) XII. 1849. 85.

IV. Augit-Andesit-Lava von Portillo, Teneriffa; mit ausgeschiedenen kleinen Oligoklasen und sehr wenig Magneteisen. Ch. St. Claire-Deville, Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 690.

V. Augit-Andesit von der Serra Vavalaci, Val del Bove. Aschgraue, feinkörnige Feldspathgrundmasse mit nadelförmigen Augiten. Sart. v. Waltershausen, Vulk. Gest. v. Isl. u. Sic. 1853. 149.

VI. Augit-Andesit vom Chimborazo in 17916 F. Höhe; viele weisse glasglänzende Oligoklase und dunkelgrüner Augit in graubrauner Grundmasse. Rammelsberg in v. Humboldts Kosmos IV. 627.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	55.92	60.06	54.76	57.88	55.28	59.12
Thonerde	15.08	16.59	13.61	19.09	17.75	13.48
Eisenoxyd . . .	—	—	—	—	11.60	—
Eisenoxydul . . .	15.18	11.37	15.60	8.92	—	7.27
Kalk	6.54	5.56	6.44	3.65	6.24	6.50
Magnesia	4.21	2.40	1.35	Spur	2.42	5.41
Kali	0.95	1.45	1.21	9.64	1.72	2.64
Natron	2.51	3.60	3.41		5.85	3.46
	100.39	101.03	96.38	99.18	100.86	97.88

III enthält noch 0.07 flüchtige Stoffe und 1.72 Titansäure; IV 0.82 Manganoxydul; V 0.47 Wasser. In VI berechnete Rammelsberg ausser 58.66 Oligoklas und 34.14 Augit noch 4.08 Kieselsäure.

Die Augit-Andesite mit einem meist zwischen 55 und 59 pct.

schwankenden Kieselsäuregehalt erweisen sich somit als etwas basischer, als die Hornblende-Andesite, bei denen er sich meistens zwischen 59 pct. und 62 pct. bewegte. Auch das spec. Gewicht scheint durchschnittlich um ein weniges höher zu sein:

Lava von Háls, I. 2.919; vom Efrahvolshraun, II. 2.776;
Heklalava, III. 2.833; Lava von Portillo, IV. 2.671;
Gestein von d. Serra Vavalaci, V. 2.702. Gestein v. Chimborazo, VI. 2.806.

Zu den ausgezeichnetsten Augit-Andesiten gehören Gesteine, welche im südwestlichen Island verbreitet sind. Der Andesit von dem Hafenorte Hafnarfjördr bei Reykjavík hat eine graulichweisse oder grauröthliche Farbe und besteht aus Feldspath, Augit und Olivin. Der Feldspath ist meist in dünnen Blättchen ausgebildet, welche ziemlich locker mit einander verbunden sind, so dass man ihre Krystallkanten deutlich wahrnehmen kann. Dieser Feldspath, welcher, soweit die Kleinheit seiner Individuen es zu beobachten erlaubt, triklinoedrisch krystallisirt ist, ist von Forchhammer Havnefjordit genannt worden; er ist ein kalkhaltiger Oligoklas und enthält: Kieselsäure 61.22; Thonerde 23.32; Eisenoxyd 2.40; Kalk 8.82; Magnesia 0.36; Natron 2.56 (Journ. f. pr. Chem. XXX. 489). Der Augit erscheint bisweilen in sehr schönen, glänzend schwarzen messbaren. bis zu 2 Linien grossen Krystallen, der Olivin in feinen Körnchen ist mit metallischem Glanz versehen und hat ein Ansehen wie kleine Pünktchen von Buntkupfererz. Manche sehr seltene schwarze schlackige Körnchen scheinen titanhaltiges Magneteisen zu sein. Der Kalkgehalt des Havnefjordit ist einigermassen zweifelhaft, da es bei der ausserordentlichen Feinheit seiner Individuen fast unmöglich ist, absolut reines Material zur Analyse zu verwenden. Der Kieselsäuregehalt des Gesteins ist 56.08, ähnlich I. Das Gestein vom Kvígyndisfell am Wege von Thingvellir nach Kalmanstúnga zeigt das Aussehen dieser isländischen Augit-Andesite am allerbesten. Der Feldspath, quantitativ sehr vorwaltend und wohl auch dem Oligoklas angehörend, bildet dünne, wasserhelle, so locker neben einander gefügte Blättchen, dass der Bruch sehr rauh sich anfühlt und das Gestein selbst im frischesten Zustande sich fast mit den Fingern zerreiben lässt; der Augit formt oft die schärfsten, stark spiegelnden Krystalle, der Olivin dickere, fast durchsichtige, gelbgrüne Körnchen. Weiter nördlich gegen den Berg Ok hin nehmen

die Olivinkörner an Grösse und Häufigkeit zu, während die Beschaffenheit der andern Gemengtheile sich in nichts verändert. Auch noch in andern Gegenden Islands sind diese Augit-Andesite entwickelt.

Auch Asche der Hekla von dem Ausbruch von 1845, analysirt von Connell (gesammelt auf den Orkneys, Edinb. new philos. journ. XL. 1846. 218) und Genth (Annal. d. Chemie u. Pharm. LXVI. 1848. 26) wird ihrer Zusammensetzung nach mit Recht von Roth zu den Augit-Andesiten gesetzt (vgl. die vulkanische Asche). Genth veranstaltete auch eine Analyse der Heklalava von 1845 (oberhalb Näfrholt) und fand: Kieselsäure 56.68; Thonerde 14.93; Eisenoxydul 13.93; Manganoxydul Spur; Kalk 6.41; Magnesia 4.10; Kali 1.07; Natron 3.46.

Rammelsberg hat versucht, für einen Theil dieser Heklagesteine die mineralogische Zusammensetzung zu berechnen; er zeigt, dass der Feldspath nicht Labrador, sondern Oligoklas sei, und berechnet ausserdem Augit, Olivin und Magneteisen; der Oligoklas erhält die ganze Thonerde und fast die ganze Kalkerde, für den Augit bleibt daher nur Kieselsäure und Eisenoxydul nebst einer sehr geringen Menge Kalkerde, gar keine Thonerde übrig. So ergibt sich als Zusammensetzung für die Lava von Háls (I): 63 Kalk-Oligoklas, 28 Augit, 9 Olivin und eine kleine Menge Magneteisenerz, für die Lava vom Efrahvolshraun (II): 71.37 Kalk-Oligoklas und 29.66 Augit, Olivin und Magneteisen.

Gesteine von der Insel Teneriffa, welche Ch. St. Claire Deville untersuchte, sind auch wahrscheinlich als Augit-Andesite anzusehen; es gehört dazu die unter IV angeführte Lava von Portillo, das röthlichviolette trachytische Gestein, welches in regelmässigen Bänken die innern Steilwände des Kraters von Chahorra bildet (mit nur 52.80 Kieselsäure und einem spec. Gewicht von 2.727) und die grünliche Lava von Chahorra (mit 59.26 Kieselsäure und 2.486 spec. Gewicht), sowie Laven vom Pik. Deville untersuchte die Feldspathe der Teneriffa-Gesteine und befand sie als Oligoklas. Rammelsberg berechnet, die Thonerdemenge für den Oligoklas als Anhaltspunkt nehmend, wobei der Augit thonerdefrei ausfällt, die Zusammensetzung der Lava von Portillo (IV) auf 72.72 Oligoklas, 13.62 Augit, 3.92 Magneteisen, des Trachytgesteins von Chahorra auf 73.14 Oligoklas, 15.63 Augit, 9.87 Magneteisen, der Lava von

Chahorra auf 91.76 Oligoklas, 6.3 Augit, 1.27 Magneteisen (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1853. V. 687).

Obsidian und Bimstein von Teneriffa, welche Abich und Ch. St. Claire Deville untersucht haben, zeigen in chemischer Hinsicht — einen etwas grössern Säuregehalt abgerechnet — eine grosse Aehnlichkeit mit den Augit-Andesiten und sind daher wohl nur Glas- und Schaumformen dieser Mischung.

Zu den Augit-Andesiten gehören auch wohl jene Gesteine, welche Hartung von der Azoreninsel San Miguel beschrieb und als Trachydolerite bezeichnete; es sind hellgraue, dunkelgraue und röthlichgraue Gesteine, meist mit einer vorwaltenden feinkörnigen Grundmasse, aus welcher Feldspathblättchen, dunkelgrüne Augite und lauchgrüne Olivine hervortreten; in Höhlungen sitzen auch mitunter braune Glimmertäfelchen.

I. oberhalb des Thales von Furnas; II. westliche Umfassungswand der Caldeira das Sete Cidadas; III. nordwestliche Wand daselbst (Hartung, die Azoren 1860. 97).

	I.	II.	III.
Kieselsäure . . .	55.8	56.5	53.1
Thonerde . . .	19.1	17.0	21.8
Eisenoxydul . .	10.7	10.8	10.2
Kalk	4.9	6.7	5.7
Magnesia . . .	3.3	3.7	2.5
Kali	4.4	3.5	2.4
Natron	1.8	1.8	4.3
	100.0	100.0	100.0

Roth stellt diese Gesteine zu den Sanidintrachyten, wohl weil Hartung in einem Gestein auch Sanidin erwähnt. Das Auftreten von Augit und Olivin verbunden mit dem niedrigen Kieselsäuregehalt, welcher circa 10 pct. geringer ist, als derjenige der auch dort vorkommenden Sanidintrachyte (vgl. S. 177), machen es wahrscheinlicher, dass diese Gesteine zu den Augit-Andesiten gehören.

Das an der vulkanischen Kuppe von Radicofani in Toscana herrschende Gestein, welches vom Rath untersuchte und als ein basaltisches bezeichnete, gehört wahrscheinlich auch zu den Augit-Andesiten; es ist grau, bisweilen lichtgrau, feinkörnig oder scheinbar dicht, deutlich nimmt man Olivin und einen triklinen Feldspath wahr, Augit ist nur selten deutlich zu erkennen und Magnet-

eisen fehlt entweder ganz oder ist nur in äusserst geringer Menge vorhanden. Die Analyse ergab: Kieselsäure 55.00; Thonerde 14.38; Eisenoxydul 9.29; Kalk 8.51; Magnesia 7.72; Kali 2.52; Natron 2.25; Wasser 0.48 (100.15), das spec. Gewicht ist 2.808; der Kieselsäuregehalt ist zu hoch für ein labradorführendes Basalt- oder Doleritgestein mit noch basischern Mineralien und deutet, wie auch vom Rath selbst bemerkt, auf ein Oligoklasgestein.

v. Hochstetter beschreibt Augit-Andesit vom Pirongia-Gebirge und vom Kegelberg Kakepuku auf dem rechten Waipa-Ufer der Nordinsel von Neuseeland (Geologie von Neuseeland 1864. 90).

Die Grausteine (Werner) der Ponza-Inseln, von Procida, Ischia, von den Liparischen Inseln, mit einem spec. Gewicht, welches auf 2.9 steigt, sind wahrscheinlich auch Andesite; sie bedürfen noch näherer Untersuchung; vgl. Brochant, Traité de Minéralogie II. 608 und Poulett Scrope in Transact. of the geol. soc. (2) II. 213.

Den Augit-Andesiten kann man das eigenthümliche, vielgedeutete Gestein von dem Gipfel der Löwenburg im Siebengebirge anreihen. Vorzugsweise den obern Theil der Kuppe über dem Löwenburger Hof bildend ist es ein feinkörnig-krystallinisches Gemenge verschiedener Mineralien, von denen man vier mit blossem Auge unterscheiden kann: grünlichschwarzen Augit in zuweilen recht deutlichen Krystallen bis zu der Grösse mehrerer Linien, hellgrünlichgelben Olivin in gerundeten Körnern, Magneteisen in sehr kleinen unregelmässigen undurchsichtigen Körnern, einen farblosen Feldspath in tafelförmigen Krystallen mit deutlicher Zwillingsstreifung. Ausserdem ist die Gegenwart von Nephelin höchst wahrscheinlich, da man nach vom Rath in geglühten Stücken neben den tafelförmigen gestreiften Feldspathen zahlreiche sechsseitige Tafeln sieht, und überdies auch chemische Gründe auf das Vorkommen von Nephelin hinweisen; auch hat sich darin einmal ein Sanidinkrystall gefunden. Analysirt wurde das Löwenburger Gestein durch G. Bischof und Th. Kjerulf (I, Durchschnitt von 3 Analysen, auf 100 berechnet), sowie durch vom Rath (II). Spec. Gew. = 2.895.

	I.	II.
Kieselsäure . . .	55.68	52.63
Thonerde	13.68	13.53
Eisenoxyd . . .	14.48	12.60
Kalk . . , . .	7.11	8.44
Magnesia	3.93	6.17
Kali	1.89	1.61
Natron	3.23	4.28
Wasser	—	1.55
	100.00	100.81

Der Sauerstoffquotient der Analyse II beträgt nur 0.540 und erscheint auffallend niedrig, wenn man bedenkt, dass der von Olivin = 1.000, der von Nephelin = 0.888 beträgt und dass Augit, dessen Sauerstoffquotient allerdings = 0.500 ist, noch nicht die Hälfte der Masse bildet. Aus diesem Grunde hält auch vom Rath mit Recht dafür, dass der gestreifte Feldspath nicht, wie man bisher glaubte, Labrador mit dem hohen Sauerstoffquotienten 0.666, sondern Oligoklas mit dem niedrigern von 0.444 sein müsse. Der Analyse würden ungefähr 50 Oligoklas, 30 Augit, 10 Olivin, 10 Nephelin entsprechen.

Dieses Gestein, welches Bischof als Mittelding zwischen Dolerit und Trachyt, vom Rath als Dolerit bezeichnet, scheint wegen seines vorwiegenden Oligoklas- und Augitgehalts eine Stelle bei den Augit-Andesiten zu verdienen. Auch v. Dechen ist der Ansicht, dass es der vierten Abtheilung des Trachyt von G. Rose (vgl. S. 143) viel näher stehen möchte, als irgend einem Dolerit (Geogn. Führer in das Siebengeb. 137). Das Vorkommen des Nephelin ist für dasselbe eigenthümlich und nähert es in Vereinigung mit dem Augit den basaltischen Nepheliniten. Vielleicht tritt auch in andern Andesitgesteinen Nephelin auf, welcher sich so schwer mineralogisch nachweisen lässt.

Im Siebengebirge sind somit alle vier Haupttypen der Trachyte: Quarztrachyt (Rosenauer Tr.), Sanidin-Oligoklastrachyt (Drachenfelser Tr.), Hornblende Andesit (Wolkenburger Tr.), Augit-Andesit (Löwenburger Tr.) nachgewiesen.

Isländische Augit-Andesite. Genth, Ann. d. Chem. u. Pharm. CIII. 1848. 22; Damour, Bull. d. l. soc. géol. (2) VII. 1849. 85. Bemerk. üb. d. geogn. Verh. Isl. in Preyer u. Zirkel, Reise n. Isl. 1862. 313.

Rammelsberg, Interpretation der Heklalaven, Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 1849. 238.
Gest. von Teneriffa, Rammelsberg nach Ch. St Cl. Deville, Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 1853. 690. Abich, vulk. Erscheinungen. 1841.
Gest. von d. Serra Vavalaci, Sartorius v. Waltershausen, Vulk. Gest. von Sic. u. Isl. 1853. 149.
Gest. v. Radicofani, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 405.
Gest. v. d. Löwenburg im Siebengeb., v. Dechen, Verh. des naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. W. 1852. 385; Geogn. Führer in d. Siebengeb. 1861. 132; vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XII. 1860. 40.

Die Trachyt- und Andesit-Gesteine, in der Regel massig ausgebildet, zeigen bisweilen eine Absonderung in mehr oder weniger mächtige Bänke und Platten; die pfeilerförmige und säulenförmige Absonderung kommt allerdings derjenigen der Basalte bei weitem nicht gleich, ist aber dennoch bei manchen Ablagerungen in ziemlich regelmässiger Ausbildung zu beobachten. Die mächtigen Andesitpfeiler des Stenzelbergs im Siebengebirge, welche nach innen cylindrische Schaalen entfalten, und die schönen cylindrischen Säulen vom Freienhäuschen bei Kelberg in der Eifel wurden schon Bd. I. S. 105 erwähnt; auch erscheint z. B. auf dem Gipfel des Mont-Dor sehr regelmässige Säulenabsonderung. Der ausgezeichneten Trachytkugeln von Welcherath in der Eifel (Zirkel in Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 517) wurde schon Bd. I. S. 99 gedacht.

Was die Lagerungsformen der Trachyt- und Andesitgesteine anbelangt, so bilden dieselben in der Regel isolirte kegel- oder domförmige Kuppen, die über ihre Umgebung bedeutend hervorragen und oft in Gruppen nebeneinander oder in Reihen hintereinander liegen. Daneben treten sie in sehr deutlichen Gängen auf, z. B. im Siebengebirge, wo fünf Gänge im Trachytconglomerat, zwei im festen Trachyt bekannt sind (v. Dechen, Geogn. Führer in das Siebengeb. 177; 181). Im Cantal lässt sich eine Unzahl von ausgezeichneten trachytischen Gängen beobachten, namentlich im obern Thal der Cère, wo es förmlich von ihnen wimmelt, und am Fuss des Griou, auch im Thal der nach Aurillac fliessenden Jourdanne, bei Dienne im Sautoire-Thal, bei Le Falgoux im Mars-Thal. Im Val d'Enfer und im obern Dordogne-Thal am Mont-Dor in gleichfalls grosser Anzahl (Burat, Descr. des terrains volc. de la France centrale 1833. 71. 126). Auch auf Ischia; auf Ponza am Monte Guardia durchbricht nach Abich der Trachyt den Quarztrachyt und

bildet über einer Schicht von Tuffen und Geröllen eine deckenförmige Ablagerung von 240 Fuss Mächtigkeit. Die stromartige Lagerungsweise ist mehr den trachytischen Laven eigen. Ausgezeichnete Ströme von homogen erscheinendem grauem Trachyt finden sich am Mont-Dor, vier an der Zahl zwischen dem Roc Courlande und dem Capucin, fünf zwischen dem Puy de Cliergue und Puy de la Grange.

Am Schlusse der Betrachtungen über die krystallinischen Glieder der Trachytgruppe muss noch den trachytischen Laven ein Blick zugewandt werden, denjenigen trachytischen Gesteinen, welche aus erkennbaren Vulkanen ausgeflossen sind. Da sie in chemischer Hinsicht nicht und in petrographischer Hinsicht nicht immer von den verwandten trachytischen Gesteinen sich unterscheiden lassen, bei welchen dieser Ursprung nicht nachgewiesen werden kann, so haben wir im Vorhergehenden die trachytischen Laven der Hauptsache nach bereits abgehandelt. Im Allgemeinen zeichnen sich die trachytischen Laven, wie die Laven überhaupt durch ihre sehr rauhe, poröse und zum Theil schlackige Beschaffenheit aus.

Trachytische krystallinische Laven, in denen Quarz ausgeschieden ist, also Quarztrachyt- und Quarzandesit-Laven kennt man, wie erwähnt, nicht, indem die sauertrachytischen Laven sämmtlich als glasartige oder schaumige Gebilde erstarrt sind. So bleiben noch folgende trachytische Laven zur Unterscheidung übrig:

a) Trachytlava mit Sanidin- und Oligoklaskrystallen oder Sanidinkrystallen allein in einer dichten, porösen oder halbglasigen Grundmasse. Hierzu gehören unter vielen andern die Laven von Cuzeau in der Auvergne, manche Laven der phlegräischen Felder bei Neapel, besonders die der Solfatara, die Lava del Arso und der Punta Carnacchia auf Ischia, Laven der Azoreninsel San Miguel (vgl. S. 178).

b) Andesitlava, vgl. S. 211, 219, 223 ff.

c) Phonolithlava, eine Lava, welche sich in petrographischer und chemischer Ausbildung dem Phonolith nähert; es gehört dazu die als Piperno bezeichnete Lava von Pianura in den phlegräischen Gefilden. Die ziemlich poröse Masse von hellaschgrauer Farbe enthält völlig parallel eingeschaltete dünne Lagen von dunkelgrauer bis fast schwarzer Farbe und dichterer Beschaffenheit, deren Länge von einem Zoll bis zu mehrern Fuss wechselt, wodurch

auf dem Querbruch des Gesteins bald längliche Flecken, bald parallele Streifen erscheinen. Auch ist hierher zu rechnen die graue feinkörnige Lava des Monte Nuovo, welche vollständig einem Phonolith ähnlich ist, einzelne Zwillinge von Sanidin enthält und stellenweise eine plattenförmige Absonderung zeigt.

I. Piperno von Pianura; Abich, Vulk. Erschein. 1841. 39 (neu berechn. von Roth). Spec. Gew. 2.638.

II. Südwestlicher Kraterrand vom Monte Nuovo; Abich, ebend. (neu berechn. von Roth). Spec. Gew. 2.583.

III. Monte Nuovo; Rammelsberg, Mittheilg. an Roth, 1860.

IV. Montagnella del Monte Nuovo; Rammelsberg, Mittheilg. an Roth, 1860.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	61.74	61.71	59.47	59.30
Thonerde	19.24	16.85	17.24	17.00
Eisenoxyd	4.12	4.27	4.33	4.45
Kalk	1.14	1.51	3.10	1.27
Magnesia	0.39	0.99	0.99	0.40
Kali	5.50	4.36	8.01	7.97
Natron	6.68	7.50	6.17	9.76
Wasser	1.12	1.05	1.07	0.50
Chlor	0.19	0.65	1.03	—
	100.12	98.89	101.41	100.65

Die Zusammensetzung dieser Laven stimmt mit der S. 193 mitgetheilten der Phonolithe gut überein. Auch wiesen Abich und Rammelsberg nach, dass dieselben sehr viele durch Säuren zersetzbare Bestandtheile besitzen; es war in:

I.	löslich	18.12 pct.	unlöslich	81.88 pct.
II.	»	22.95 »	»	77.05 »
III.	»	21.10 »	»	78.90 »
IV.	»	20.23 »	»	81.53 »

Die löslichen Bestandtheile waren stark wasserhaltig und enthielten Natron weit überwiegend über Kali, was auch schon in der Bauschanalyse sich zeigt. Eigenthümlich ist, dass in dem löslichen Theil von II Abich 40.55 Kieselsäure und 14.83 Thonerde, in dem fast genau so grossen löslichen Theil von III (ebenfalls vom Monte Nuovo) Rammelsberg nur 18.14 Kieselsäure, dagegen 32.87 Thonerde fand. Die Interpretation der löslichen Theile gelingt nicht.

Roth rechnet diese Gesteine zum Sanidintrachyt und nicht zum Phonolith, da sie mit Säure nicht eigentlich gelatiniren. Der unzersetzbare Antheil hat in den Analysen von Abich eine sanidinähnliche Zusammensetzung, in denen von Rammelsberg ist sein Sauerstoffquotient beträchtlich niedriger, als er dem Sanidin zukommt.

Vgl. auch über den Piperno:

L. v. Buch, geogn. Beobachtungen u. s. w. II. 210.

Breislak, Geologie, übers. von v. Strombeck, III. 206.

Glas- und Schaumgesteine der Trachytfamilie.

Obsidian.

(Obsidienne.)

Der Obsidian ist ein ächtes vulkanisches Glas, eine glasige Modification der Laven, entstanden durch die rasche Abkühlung der geschmolzenen Masse. Ein jedes Glied der Trachytfamilie ist fähig, bei der Erstarrung in den Obsidian-Zustand übergeführt zu werden, es kehren bei ihm alle jene Mischungsverhältnisse wieder, die sich in den trachytischen Gesteinen überhaupt dargeboten haben und wenn hier die Obsidiane als etwas Gesondertes zusammengefasst werden, so geschieht das aus dem Grunde, weil die äussere Erscheinung fast bei allen dieselbe ist, sie mögen diese oder jene trachytische Mischung darstellen und weil man aus dem blossen Ansehen nicht im Stande ist, einen Obsidian mit demjenigen Gesteine in Verbindung zu bringen, welches bei krystallinischer Erstarrung aus ihm hervorgegangen wäre.

Die saurern Glieder der Trachytfamilie sind, wie es scheint, vorzugsweise einer Ausbildung zu Obsidianen unterlegen, welche, wie Roth ganz richtig bemerkt, meist die Eigenthümlichkeit zeigen, einen noch etwas höhern Kieselsäuregehalt zu besitzen, als die entsprechenden krystallinischen Laven. Auch Magmen von basaltischer Zusammensetzung sind hier und da zu einer glasartigen Masse erstarrt; solche basaltischen Obsidiane werden bei den Gesteinen der Basaltfamilie besprochen, indem uns zunächst hier die weitaus entwickeltere Reihe der Trachyt-Obsidiane, der Obsidiane κατ' ἐξοχήν beschäftigt.

In genetischer und räumlicher Beziehung sind die schaumigen Bimsteine auf das engste mit den Obsidianen verknüpft, wegen der

abweichenden petrographischen Ausbildung dieses vulkanischen Products sei es aber von ihnen getrennt gehalten.

Die Obsidiane bilden eine glasartige und stark glasglänzende Masse mit vollkommen muscheligem Bruch, welcher schneidend scharfe, meistens an den Kanten durchscheinende bis halbdurchsichtige Bruchstücke hervorbringt. Die Farbe ist gewöhnlich sammetschwarz, auch wohl dunkelbraun, seltener graulich oder grünlich; gefleckte, geflammte oder gestreifte Farbenzeichnung findet sich hier und da. Von Säuren werden die Obsidiane nur sehr wenig angegriffen, wahrscheinlich um so mehr, je basischer ihre Zusammensetzung ist. Glüht man Obsidiane in ganzen Stücken, so schwellen viele davon unter einer starken Lichterscheinung zu einer schaumigen Bimsteinmasse an; gepulverter Obsidian zeigt diese Umwandlung zu Bimstein nicht, sondern färbt sich nur braun. Werden die Obsidiane über den Punkt der Bimsteinbildung hinaus erhitzt, so schmelzen sie und erstarren zu einem grünlichen Glas.

Nach der Textur der Obsidiane pflegt man gewöhnlich folgende Varietäten zu unterscheiden:

a) Reiner Obsidian, vollkommen scheinendes Glas, eine compacte Masse ohne Ausscheidungen irgend welcher Art. Untersucht man Splitter selbst der reinsten Obsidiane unter dem Mikroskop, so sieht man, dass in sehr vielen Fällen der Obsidian dennoch keine gänzlich homogene Masse ist. Häufig sind darin unendlich kleine, wie feine kurze Linien erscheinende Krystalle, deren Länge oft kaum 0.001 Mm. beträgt, und welche meist untereinander einen sehr deutlichen Parallelismus aufweisen; hier und da finden sich auch grössere Krystalle von einigen Tausendstel Millimeter Länge, welche einen offenbar klinobasischen Durchschnitt besitzen. Solches zeigen z. B. Obsidiane von Stromboli, von Mexico, von Neuseeland; es scheinen dies dieselben Krystalle zu sein, wie sie in viel grösserer Häufigkeit in der, wahrscheinlich ebendeshalb nur halbglasig erscheinenden Masse vieler Trachytpechsteine liegen (vgl. Bd. I. S. 569). Eine andere mikroskopische Erscheinung in zahlreichen homogen erscheinenden Obsidianen, sind kleine Poren oder Höhlungen, welche oft in ungeheuerer Anzahl in der Glasmasse liegen. Ihr Umriss ist entweder rundlich, häufiger noch spitz eiförmig in die Länge gezogen, die Aussenlinie sehr breit und dunkel, so dass in der Mitte nur ein schmaler, hellbouteillengrün erscheinender Streifen übrig

bleibt; meistens liegen sie zerstreut durcheinander, nicht haufenweise zusammengedrängt, aber die Längsaxen aller sind gewöhnlich streng parallel. Es sind Poren, hervorgebracht durch die Entwicklung von Gasen und Dämpfen, vollkommen analog den ebenso gestalteten Blasen, welche sich im künstlichen Glase finden und deren jede schlechte Fensterscheibe zahlreiche enthält; manchmal sind die Poren an dem einen Ende etwas sackförmig erweitert, an dem andern lang ausgezogen. In einigen Obsidianen ist die Anzahl der Dampfporen wahrhaft erstaunlich: in dem Obsidian vom Hrafntinnuhryggr in Island liegen auf dem Raum eines Quadratmillimeter vielleicht 800000, selbst bei stärkster Vergrösserung nur nadelstichgross erscheinende Dampfporen. Der eigenthümliche grünlichgelbe Schiller, den einige Obsidiane zeigen, rührt wenigstens bei einem aus Mexico stammenden Stück von sehr zahlreichen und regelmässig gestalteten eiförmigen Poren her. Mitunter auch sind die Poren zu Schichten oder Bändern zusammengehäuft und man kann unter dem Mikroskop gut beobachten, wie diese durch das klare Glas des Präparats hindurchsetzen. Eine Flüssigkeit enthaltende Poren scheinen in den Obsidianen nicht vorzukommen.

b) Porphyrartiger Obsidian, auch Obsidianporphyr genannt (letztere Bezeichnung ist weniger zu empfehlen), eine Obsidianmasse, welche einzelne Krystalle von Feldspath eingewachsen enthält. Meistens sind die Sanidine nur unvollkommen krystallisirt und stellen sich als krystallinische Körner dar, auch erscheinen die Kanten manchmal abgerundet und wie halb abgeschmolzen; keineswegs ist dies aber immer der Fall, sehr häufig findet man ganz scharfkantige Sanidinindividuen eingewachsen. Auch Oligoklaskrystalle mit deutlicher Streifung erscheinen in einigen Obsidianen, z. B. zu Zimapan in Mexico, am grossen Ararat in Armenien, am Kegel von Alta vista auf Teneriffa, welche sich also als Andesit-Obsidiane darstellen. Der Ansicht, dass alle diese Feldspathkrystalle Reste seien von frühern trachytischen Gesteinen, welche eine Umschmelzung zu Obsidian erlitten, wobei die Hitze nicht hoch genug stieg um sämmtliche Feldspathe völlig zu schmelzen und mit dem allgemeinen Magma zu vereinigen, dieser Ansicht scheint nur in jenen wenigen Fällen, wo erweislicher Maassen eine solche Umschmelzung statt gefunden hat, Richtigkeit zugestanden werden zu dürfen. Fast durchweg wird der Obsidian das Erstarrungsproduct

einer direct aus den Erdtiefen stammenden geschmolzenen und nicht umgeschmolzenen präexistirenden krystallinischen Masse sein und die Sanidine scheiden sich aus dem erkaltenden Magma gerade so aus, wie man sich überhaupt das Krystallinischwerden einer Lava vorstellt. Damit steht auch im Zusammenhang, dass die Feldspathkrystalle der porphyrartigen Obsidiane oft dieselben Glaseinschlüsse enthalten, deren oben (Bd. I. S. 570) bei den Feldspathen der Trachytpechsteine gedacht wurde, eine Erscheinung, welche sich nur durch eine Ausscheidung dieser Krystalle aus der geschmolzenen Glasmasse erklären lässt.

v. Richthofen, welcher diese Glasgesteine für umgeschmolzene Trachyte hält, ist sogar der Meinung, »dass die Art, die Gestalt und die Menge der eingeschlossenen Krystalle einen Maassstab für die Temperatur abzugeben scheint, welche das Gestein bei der Eruption hatte«. In einigen Fällen habe die Höhe der Temperatur hingereicht, um den glasigen Feldspath an den Kanten rund zu schmelzen, in andern Fällen wurde er ganz geschmolzen, der Quarz blieb allein in Krystallen übrig und in noch andern verschwand auch dieser in der Masse. Hätte diese Vorstellung ihre Richtigkeit, so müssten in einem kieselsäurereichen Obsidian, der also von einem quarzführenden Trachyt abstammte, immer neben den Sanidinkrystallen auch noch die Quarzkörner zu beobachten sein, denn wo der Sanidin unversehrt bleibt, kann der Quarz nicht geschmolzen werden. Dem widerspricht aber die Beobachtung, dass in den Obsidianen, und zwar auch den sauersten, so häufig sich auch ausgeschiedene Feldspathe darin finden, dennoch Quarzkrystalle zu den allergrössten Seltenheiten gehören.

G. Rose erwähnt deutliche kleine Quarzkrystalle in den Obsidianen von Zimapan in Mexico. Glimmerblättchen finden sich nur sehr selten porphyrartig in den Obsidianen eingewachsen. Am Cerro del Jacal in Mexico sind in den Höhlungen und Blasenräumen des Obsidian Olivinkrystalle ausgebildet (A. v. Humboldts Kosmos IV. 484).

c) Sphärolithischer Obsidian, eine Obsidianmasse, welche graulichweisse oder gelbliche, auch grünliche Sphärolithkügelchen von mehr oder weniger deutlicher radial-faseriger Textur eingewachsen enthält. Ueber Natur und Bildungsweise der Sphärolithe vgl. den Sphärolithfels und Perlit. Bisweilen wird durch parallele Anordnung der Sphärolithe eine plane Paralleltextur des

Gesteins hervorgebracht. Ausgezeichneter Sphärolith-Obsidian erscheint am südöstlichen Ufer des Rotorua-Sees auf der Nordinsel Neuseelands. Die Obsidianmasse ist in dickern Stücken dunkelgraubraun, in dünnen Scherben vollständig durchsichtig und wasserklar oder mit einem leichten Stich ins rauchgraue und darin liegen mit scharf begrenzten Rändern von der Glasmasse getrennt, kleine bläulichgraue wachsglänzende Sphärolithe.

d) Blasiger Obsidian, Obsidianmasse von Blasenräumen durchzogen, welche meist stark in die Länge und dabei alle nach einer parallelen Richtung ausgestreckt sind, wodurch der Uebergang in ächten Bimstein vermittelt wird; die grössern der Blasenräume sollen häufig Fragmente von Trachyten, Laven und andern vulkanischen Gesteinen einschliessen. Indem blasenfreie Obsidianlagen mit blasenreichen abwechseln, entsteht ebenfalls eine plane Paralleltextur.

Obsidiananalysen nach abnehmendem Kieselsäuregehalt geordnet:

I. Porphyrartiger Obsidian vom grossen Ararat, schwärzlichgrau mit vielen weissen, zwillingsgestreiften Feldspathen, auch mit Glimmer und Magneteisen. Abich, über d. geol. Nat. des armen. Hochlandes 1843. 44.

II. Schwärzlich grüner Obsidian vom kleinen Ararat, Transkaukasien. Abich, a. a. O. 45.

III. Obsidian vom Hrafntinnuhryggr am Fuss der Krafla, Nordostisland. Bunsen, Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 212.

IV. Obsidian von der Soufrière auf Guadeloupe. Ch. St. Claire-Deville, Bull. de la soc. géol. (2) VIII. 1851. 427.

V. Obsidian von Lipari. Abich, Vulk. Ersch. 1841. 62 u. 84.

VI. Obsidian von der Insel Ascension. Murdoch, Philos. Magazine (2) XXV. 1844. 495.

VII. Nelkenbrauner bis pechschwarzer Obsidian von der Nordostspitze der Insel Procida zwischen Ischia und dem Cap Miseno; oft porphyrartig durch zahlreiche Feldspathe. Abich, Vulk. Erschein. 1841. 62 u. 78.

VIII. Obsidian vom Kegel von Alta vista, Teneriffa, grünlichschwarz, mit vielen weissen Oligoklasen. Abich, a. a. O. 62 u. 71.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Kieselsäure	77.60	77.27	75.28	74.11	74.05	70.97	62.70	60.52
Thonerde	11.79	11.85	10.22	10.44	12.97	6.77	16.98	19.05
Eisenoxyd	2.17	2.55	4.24	—	2.73	6.24	4.98	4.22
Eisenoxydul	—	—	—	6.25	—	—	—	—
Manganoxyd	—	—	—	Mn 0.78	—	—	0.39	0.33
Kalk	1.40	1.31	1.81	2.12	0.12	2.84	1.77	0.59
Magnesia	—	Spur	0.25	0.44	0.28	1.77	0.82	0.19
Kali	2.30	2.44	2.44	1.15	5.11	11.41	4.35	3.50
Natron	4.21	4.15	5.53	4.84	3.88		6.09	10.63
Wass. od. Glühv.	0.61	0.51	0.23	—	0.22	—	0.76	0.04
Chlor	Spur		—	—	0.31	—	0.52	0.30
	100.08	100.08	100.00	100.13	99.67	100.00	99.36	99.37

V enthält nach Abich zu dem Chlor noch 0.20 Natrium; VII enthält Spuren von Kohlenwasserstoff; VIII noch 0.66 Titansäure mit Kieselsäure. Aus diesen Analysen leuchtet die grosse Verschiedenheit in der Zusammensetzung der Obsidiane ein, wie diese Glasgebilde alle Glieder der Trachytfamilie von den kieselsäurereichsten bis zu den kieselsäureärmsten darstellen. An sie schliessen sich nun mit noch geringerm Kieselsäuregehalt die Glasformen der Basaltgesteine. Noch saurer als I ist ein Obsidian von Java, zwischen Lelles und Tjilalinka mit 79.40 Kieselsäure (v. d. Boon-Meesch).

I mit seinen triklinen Feldspathen und II stehen im engsten Zusammenhang mit Quarzandesiten und sind eigentliche Andesit-Obsidiane (vgl. S. 209); III, IV, V, VI würden bei krystallinischer Erstarrung Quarztrachyte oder Quarzandesite mit mehr oder weniger grossem Reichthum an freier Kieselsäure gegeben haben. VII entspricht in seiner Mischung einem Sanidintrachyt; VIII einem Andesit, und würde sich vielleicht zu einem Augit-Andesit ausgebildet haben, wie deren mehrere von Teneriffa untersucht worden sind, mit denen er nahe übereinstimmt (vgl. S. 226). Ch. St. Claire-Deville untersuchte noch andere Obsidiane von Piedras blancas und vom Pic auf Teneriffa, welche grosse Uebereinstimmung mit dem Abich'schen aufweisen. Es scheint im Allgemeinen, dass ein Gestein je kieselsäurereicher es ist, desto leichter in den glasartigen Zustand übergeht: von den sauren Quarztrachytmischungen kennt man die meisten Obsidiane, von den quarzfreien Andesiten bedeutend weniger und noch weniger Obsidiane sind von den Basalten bekannt. Schon Dolomieu machte darauf aufmerksam, dass die Trachytinsel

Lipari an Obsidianen reich sei, während die basaltischen Laven des Vesuv kein Glas lieferten.

Obsidian und Bimstein, die Glas- und Schaumform von demselben Fundorte besitzen nahezu dieselbe Zusammensetzung wie z. B. die Vergleichung des Obsidian V mit Bimstein I, des Obsidian VIII mit Bimstein V (S. 245) erweist und wie es auch gar nicht anders sein kann, da beide Gesteine ja nur verschiedene Ausbildungsmodificationen derselben Grundmischung sind.

Das allgemeine chemische Bild der Obsidiane ist ein feldspathartiges, indem der Sauerstoff der Monoxyde und Sesquioxyde im Grossen und Ganzen sich wie 1 : 3 verhält. Meistens sind mehr Erden und Oxyde des Eisens beigemengt, indem die Obsidianmasse die Bedingungen zur Ausscheidung von Hornblende, Augit, Magneteisen, Olivin in sich enthält, und dadurch ist jenes Verhältniss mehr oder weniger verdunkelt; in dem Sauerstoff der Alkalien und der Thonerde tritt es aber reiner hervor. Der Sauerstoff der Kieselsäure im Obsidian übersteigt natürlich den im sauersten Feldspath.

Der Gehalt der meisten Obsidiane an Wasser und Chlor ist bemerkenswerth. Knox hat in manchen Obsidianen einen Gehalt an Bitumen oder Bergöl nachgewiesen, Abich im Obsidian VII Spuren von Kohlenwasserstoff. Nach Escolar soll sich der Bitumengehalt an Obsidianen von Teneriffa schon beim Zerschlagen derselben durch den Geruch zu erkennen geben (L. v. Buch, physik. Beschr. d. canar. Inseln 225). Delesse fand in mehrern Obsidianen organische Materien und Stickstoff in bestimmbaren Mengen, erstern schreibt er auch die schwarze Farbe zu (Annales des mines (5) XVIII. 1860. 257).

Wie die chemische Zusammensetzung, so ist auch natürlicherweise das spec. Gewicht der Obsidiane variabel. Es beträgt bei Obsidian I: 2.394; II: 2.358; III: 2.420; V: 2.370; VII: 2.489; VIII: 2.528, wobei sich im Allgemeinen wiederum zeigt, dass mit abnehmendem Kieselsäuregehalt das spec. Gewicht stetig zunimmt. Obsidian vom Kiotangdag, Transkaukasien mit 77.42 $\ddot{\mathrm{Si}}$ hat 2.363 spec. Gew. (Abich); von der Inselbay, Neuseeland, mit 75.20 $\ddot{\mathrm{Si}}$ hat 2.386 spec. Gew. (Murdoch); vom Pic von Teneriffa, mit 59.71 $\ddot{\mathrm{Si}}$ hat 2.482 spec. Gew. (Ch. St. Cl.-Deville).

Von zwei gleich zusammengesetzten Gesteinen, von denen das eine krystallinisch, das andere glasig ausgebildet ist, zeigt stets

das obsidianartige ein bedeutend niedrigeres specifisches Gewicht, z. B.:

Quarztrachyt von Palmarola	mit 74.54 S̈i	spec.	Gew.	2.529
Obsidian von Lipari	» 74.05 S̈i	»	»	2,370
Quarztrachyt von Besobdal, Transkaukasien	» 76.66 S̈i	»	»	2.656
Obsidian vom kleinen Ararat	» 77.27 S̈i	»	»	2.394
Perlit von Hlinik, Ungarn	» 77.20 S̈i	»	»	2.416

Nicht minder lässt sich auf basischere Gesteine diese Vergleichung ausdehnen. Damour liess ein Stück von sog. indischem Obsidian bei einem Steinschleifer zerschneiden, welches bei dieser Operation unter einer starken Detonation mit Heftigkeit in viele kleine Stücke zersprang, ein Vorgang, der offenbar demjenigen analog ist, welcher sich zeigt, wenn man den sog. Glasthränen die Spitze abbricht (Pogg. Ann. LXII. 1844. 287).

Die Obsidianstücke zeigen oft auf ihrer Oberfläche ein schillerndes, in bunten Farben spielendes Ansehen, wie alte blinde Fensterscheiben, das Resultat der verwitternden Einwirkung der Atmosphärilien, welche wohl, wie es beim künstlichen Glase bewiesen ist, so auch beim natürlichen in einer Ausscheidung der Alkalien und wenig Kieselsäure, sowie in einer Aufnahme von Wasser beruht.

Die Obsidiane weisen Uebergänge in Perlit, Bimstein, Pechstein, sowie in steinartige Laven auf. Es ist eine häufige Erscheinung, dass Lavaströme an ihrer Oberfläche, wo die Erkaltung der geschmolzenen Masse eine ungleich raschere war, aus Obsidian bestehen, welcher nach unten zu allmählich in deutlich krystallinischkörnige Laven übergeht. Manchmal wechseln auch in einem und demselben Lavastrom Lagen von Obsidian und krystallinischer Lava mehrfach mit einander ab, wie an dem ausgezeichneten Strome Hrafntinnuhryggr (Rabensteinrücken) am Fuss der Krafla unweit des Mývatn in Island. Höchst ausgezeichnet sind die Gesteine vom Schlossfelsen und vom Monte Guardia auf Lipari: eine blassgraue sehr feinblasige und bimsteinartige Glasmasse enthält äusserst zahlreiche dünne Streifen von schwarzem Obsidian oder pechsteinähnlicher Masse, welche der Längsrichtung des Lavastroms, dem sie angehören parallel sind (Fr. Hoffmann, Pogg. Ann. XXVI. 1832. 43).

Der Obsidian ist ein an vulkanische Gegenden, wo Lavaergüsse

statt fanden, gebundenes Gestein. Auf den liparischen Inseln ist er sehr verbreitet, wo z. B. ein ausgezeichneter Obsidianstrom nach Fr. Hoffmann aus dem Monte Campo Bianco zum Capo Castagno zieht. Im ungarischen Trachytgebiet ist Obsidian nach v. Richthofen selten; bei Tolcsva in den Weinbergen findet man reine schwarze Stücke mit grossmuscheligem Bruch, frei von Einschlüssen; bei Erdöcske, südöstlich von Eperies und bei Huszth in der Marmaros erscheint er als eine Erstarrungsmodification von v. Richthofens Trachyten, unsern Andesiten; ausgezeichnet sind die Obsidianströme am Vulkane von Telkibánya. Auf Island ist diese Glasform der Trachytgesteine vielorts verbreitet; der berühmte Obsidianstrom Hrafntinnuhryggr liegt nordöstlich vom See Mývatn am Fuss der Krafla, wo der ganz reine, von porphyrartigen Ausscheidungen freie Obsidian in einen ausgezeichneten schwarzen Bimstein, ein dichtes, wirres Gewebe dünner glasartiger Fäden übergeht. Zwischen der Hekla und dem Torfa-Jökull kommen auch ausgedehnte Obsidianströme vor, welche das Obsidianfeld Hrafntinnuhraun (Rabensteinlava) bilden. Bei der Kirche Aas im Hvítá-Thal erscheint schöner hellgrasgrüner Obsidian.

Eine grosse Verbreitung hat nach Abich, Hamilton u. A. der Obsidian in den vulkanischen Gegenden von Transkaukasien und Armenien. Auf Teneriffa (vortrefflich beschrieben durch Leopold v. Buch, Phys. Beschr. der canar. Inseln 224), auf Ascension und Guadeloupe ist er ebenfalls ausgezeichnet entwickelt. In Mexico an vielen Punkten; im Trachytgebiet von Real del Monte am Cerro de las Nabajas und bei San Miguel ist er von einem silberweissen, metallisch glänzenden Ueberzuge bedeckt. Nach v. d. Boon-Mescch kommt zwischen Lelles und Tjilalinka auf Java schwarzer glasglänzender Obsidian mit rundlichen Höhlungen vor, worin weisse perlsteinartige Kügelchen sitzen, wohl ein Sphärolith-Obsidian. Nach den Untersuchungen v. Hochstetters ist der Obsidian auf der Nordinsel Neuseelands sehr verbreitet.

Zu gedenken ist noch des sog. haarförmigen Obsidian von dem Vulkan Kirauea der Sandwichinsel Owaihi (Königin Pélé's Haar) ein sehr lockeres Gewirre zarter, haar- und borstenförmiger Glasfäden. B. Silliman (Dana's Mineralogy 248) fand darin: Kieselsäure 51.19, (keine Thonerde), Eisenoxydul 30.26, Magnesia 18.16. Diese sonderbar abweichende Zusammensetzung scheint nach Rammels-

berg (Mineralchemie 637) etwa auf einen Augit zu deuten. Vergl. über den haarförmigen Obsidian von Owaihi, Dana in »Geology of the United states' exploring expedition« 1828—42. 179; auch Nöggerath im N. Jahrb. f. Min. 1846. 23. Hausmann erwähnt eines ähnlichen Products von der Insel Bourbon, Jahrb. f. Min. 1837. 500. Es scheint, dass das Ausziehen des Obsidian in Fäden durch ausströmende Gase bewirkt wurde, wie man auch künstlich geschmolzene Schlacken durch heftig darauf geleiteten Düsenwind zu einem ähnlichen Gebilde hat erstarren lassen.

Im Sande und in der Dammerde zwischen Moldauthein und Budweis in Böhmen finden sich in grosser Anzahl glatte grosse Körner und dickere, an der Oberfläche runzelig gerippte Knollen einer glasigen, dunkelolivengrünen, muschelig brechenden und auf dem Bruch sehr stark glasglänzenden Substanz, welcher man die Namen Bouteillenstein, Moldawit, Pseudochrysolith gegeben hat. Unter dem Mikroskop ist in dem klaren Glas keine Spur von Krystallen oder sonstigen Ausscheidungen, dagegen eine ungeheuere Menge von Dampfporen zu beobachten. O. L. Erdmann fand darin: Kieselsäure 82.70; Thonerde 9.40; Eisenoxyd 2.61; Manganoxydul 0.13; Kalk 1.21; Magnesia 1.21; Natron 2.45 (99.71; Journ. f. techn. Chem. XV. 1832. 36); auch C. v. Hauer gab eine Analyse im Jahrb. d. geol. R.anst. V. 1854. 868 mit 79.12 Kieselsäure. Das spec. Gewicht ist 2.356. Sie stammen vielleicht aus den umgebenden Gneissen, nach Glocker kommen halbzollgrosse Kugeln derselben Substanz bei Jordansmühle in Schlesien und bei Iglau in Mähren in gneissartigen Gesteinen vor.

Ausser den erwähnten Citaten vgl. noch:

Knox, Bitumen im Obsidian, Philosophical Transactions 1823. 520.
O. L. Erdmann, Journ. f. techn. u. ökon. Chemie XV. 1832. 36.
v. Richthofen, O. v. Ungarn, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. 1861. 173.
Fr. Hoffmann, O. von den Liparischen Inseln, Poggend. Annal. XXVI. 1832. 43.
Rammelsberg nach Ch. Ste. Cl. Deville, O. v. Teneriffa, Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 690.
Zirkel, mikr. Unters. v. Obs., Sitzgsber. d. Wien. Akad. XLVII. 1863. 262. Obs. v. Neuseeland in v. Hochstetters Geologie v. Neuseeland 1864. 116. Obs. v. Island in Preyer u. Zirkel Reise nach Island 1862.
v. d. Boon-Meesch, O. v. Java, Poggend. Ann. XII. 1828. 616.
Murdoch, Philosoph. Magazine (2) XXV. 1844. 495 und Berg- und hüttenmännische Zeitung 1846.

Bimstein.

(Pumit, Pumice, Ponce, Obsidienne scoriforme Hauy, Trachyte filamenteuse).

Der Bimstein ist ein glasiges aber sehr poröses, schwammiges oder schaumiges Gestein, welches wie ein Gewebe von bald parallel laufenden, bald kreuz und quer mit einander verfilzten Glasfäden und Glashäuten erscheint. Die Farbe ist meistens licht, weisslich, graulich, gelblich, auch grünlich, nur selten ins schwärzliche.

Wie der Obsidian die eigentliche Glasform, so ist der Bimstein die Schaumform von Laven. Der blasige Zustand rührt zweifelsohne von einem Durchströmen von Gasen oder Dämpfen während der Erstarrung her und eine jede trachytische Mischung scheint fähig zu sein, unter besondern Umständen, diese faserige und schaumige Gestalt anzunehmen; wir finden daher wie bei dem Obsidian, so auch bei dem Bimstein, welcher gewissermaassen nur ein physikalischer Ausdruck ist, eine grosse Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung.

Schon früher wurde bemerkt, dass viele Obsidiane beim Glühen zu einer schaumigen Masse von Bimstein anschwellen; dass man auf diese Weise aus dem Obsidian Bimstein darzustellen vermag, ist für Manche ein Grund zu der Annahme gewesen, dass sich auch in der Natur die Bimsteine vorzugsweise aus Obsidianen entwickelt hätten; dieser Umweg scheint indessen nicht eingeschlagen worden zu sein: es ist keineswegs nöthig, dass die Bimsteinmasse früher Obsidianmasse gewesen sei, sondern sie dürfte vielmehr ein eben so directes Erstarrungsproduct sein, wie der Obsidian es selbst ist. Von Säuren werden die Bimsteine ebenso wenig angegriffen, wie die Obsidiane, vor dem Löthrohr schmelzen sie bald schwerer, bald leichter zu einem blasigen Glas oder zu Email.

Abich unterschied zwei Hauptgruppen von Bimsteinen, den schaumigen, rundblasigen und den langfaserig-haarförmigen, und deckte mehrere Beziehungen zwischen dem Aussehen und den chemischen und physikalischen Eigenschaften beider Gruppen auf. Die schaumigen Bimsteine mit ihren rundlichen Poren, von schmutzig grauer und grünlichgrauer Färbung, sind kieselsäureärmer als der Sanidin, indem ihr Kieselsäuregehalt um 60 schwankt und sollen stets mehr Natron als Kali enthalten (Phlegräische Felder, Insel

Ischia, Vulkan von Arequipa). Die faserig-haarförmigen Bimsteine mit ihren, nach einer Richtung langgestreckten Poren sind weiss und seidenglänzend; der Gehalt an Kieselsäure ist höher (68—75), die Basen treten zurück und das Kali überwiegt an Menge das Natron, sowie auch das spec. Gewicht niedriger ist, als bei der rundblasig-schaumigen Gruppe (ausgezeichnet z. B. zu Polagnat in der Auvergne, Insel Pantellaria, Lipari, Santorin, von Llactacunga). Im Mittel beträgt bei der ersten Gruppe der Kieselsäuregehalt 61.60, das spec. Gewicht 2.411, das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 10, in der zweiten Gruppe der Kieselsäuregehalt 71.88, das spec. Gewicht 2.371, das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 17. Abich vermuthet daher mit Recht, dass der Ursprung der zweiten Gruppe von faserig-haarförmigen Bimsteinen auf quarzhaltige vulkanische Basis, auf Mischungen von der Zusammensetzung der Quarztrachyte und Quarzandesite, der der ersten Gruppe auf quarzfreie vulkanische Basis, auf eigentliche Trachyte und Andesite zurückzuführen sei.

Den vollkommen glasigen und reinen, gleichviel ob schaumigen oder faserigen Bimstein, welcher nur äusserst selten accessorische Gemengtheile enthält, nennt man nach dem Vorgange von Beudant Obsidianbimstein; weil die Masse der einzelnen Glasfäden in der That obsidianartig erstarrt ist, kann man diesen Namen beibehalten, obschon Beudant damit die Ansicht verband, dass er wirklich aus Obsidian entstanden sei. Auf den liparischen Inseln, in Island sind derlei Bimsteine weitverbreitet, in Ungarn sind sie nach v. Richthofen selten.

Perlitbimstein nennt man ein Mittelglied zwischen Perlit und Bimstein, nach Beudant u. A. ein aus Perlit entstandener Bimstein, wohl richtiger ein Gestein, bei dessen Erstarrung sowohl die Tendenz zur Perlitbildung, als die zur Bimsteinbildung obwaltete. Der Perlitbimstein ist sehr faserig, voll langgestreckter paralleler Poren mit sehr dünnen Trennungswänden, immer aber ist auch Perlittextur in kleinen, neben einander liegenden Sphäroiden zu erkennen. Nebenbei kommen darin schwarze Glimmerschuppen, Sanidinkörner, auch wohl Quarzkrystalle vor. Der Perlitbimstein, oft lagenweise mit Perlit abwechselnd, ist sehr häufig in Ungarn, wie v. Richthofen erwähnt z. B. besonders ausgebildet am Sarokhegy bei Bereghszász und bei Telkibánya an den Abhängen gegen den Gönczer Pass.

Der Trachytbimstein ist grobfaserig, filzig und hat nicht den Glanz der gewöhnlichen Bimsteine, sondern ist matt; die manchfachen Krystallausscheidungen in seiner Masse, von Sanidin, auch Quarz deuten darauf hin, dass während seiner Erstarrung auch eine Tendenz zu krystallinischer Textur sich geltend machte. Häufig z. B. zwischen Bene und Kovászó bei Bereghszász in Ungarn. Bimsteine mit Oligoklas und Hornblende kennt man nach G. Rose von Arequipa in Peru, solche mit Oligoklas, Hornblende und Glimmer von Llactacunga und diese letztern würden Andesitbimsteine sein; der Bimstein von Arequipa stimmt auch in seiner Zusammensetzung sehr mit dem Andesit vom Chimborazo überein. Bimsteine mit ausgeschiedenen Krystallen hat man auch porphyrartige Bimsteine oder Bimsteinporphyre genannt; so kommen ausser dem erwähnten Sanidin und Oligoklas noch eingewachsen vor Augit und Leucit (Borghetto, Caprarola), Melanit (Bodena bei Castigliona), Hauyn und Titaneisen (Umgegend des Laacher Sees, Brohl- und Nettethal).

Bimsteinanalysen, nach abnehmendem Kieselsäuregehalt geordnet.

I. Lichtgrauer, seidenglänzender, langfaseriger Bimstein vom Capo di Castagno, Lipari. Abich, Vulk. Erschein. 1841. 62. 84.

II. Weisser faseriger Bimstein von Santorin. Abich ebendas. 62. 81.

III. Bimstein vom Fuss der Soufrière auf Guadeloupe. Ch. Ste. Claire Deville, Bull. de la soc. géol. (2) VIII. 1851. 427.

IV. Bimstein von den Campi Flegraei, von einem der höchsten Punkte der Somma mit Sanidin. Abich, ebendas. 62. 79.

V. Schmutzig grünlichgrauer Bimstein von Alta vista, Teneriffa. Abich, ebendas. 62 u. 71.

VI. Bimstein vom Krufter Ofen am Laacher See, weisse faustgrosse Knollen mit Sanidin, Hauyn, seltenen Hornblendenadeln. F. R. Schäffer, Journ. f. pr. Chemie LIV. 1851. 18.

VII. Bimstein von Engers am Rhein, aus den Laacher Vulkanen, weiss ins gelbliche mit wenigen Sanidinspuren. Schäffer, ebendas.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	73.70	69.79	69.66	62.04	60.79	57.89	50.06
Thonerde	12.27	12.31	9.69	16.55	16.43	19.12	18.34
Eisenoxyd	2.31	4.66	—	4.43	4.26	2.45	2.89
Eisenoxydul	—	—	8.39	—	—	—	—
Manganoxyd	—	—	Spur	—	0.23	—	—
Kalk	0.65	1.68	3.32	1.31	0.62	1.21	1.29
Magnesia	0.29	0.68	3.18	0.72	0.79	1.10	1.17
Kali	4.73	2.02	1.52	3.66	2.97	9.23	5.81
Natron	4.25	6.69	3.32	6.39	11.25	6.65	4.49
Wasser	1.22 }	2.93	— }	3.84	0.53	2.40	15.06
Chlor	0.31 }		— }			—	—
	99.73	100.76	99.08	98.94	97.87	100.05	99.11

Zu dem Chlor von I gehört noch 0.20 Natrium; V enthält noch Kieselsäure mit Titansäure 1.46.

Die Bimsteine I, II und III (mit eigenthümlich niedrigem Thonerde- und Alkalien- und hohem Kalk- und Magnesiagehalt) verweisen auf ein Material, welches bei krystallinischer Erstarrung zu Quarztrachyt oder -Andesit geworden wäre. IV entspricht einer Sanidintrachytmischung, V schliesst sich an die Andesite an. Der Bimstein VII, welcher sich weit von seinem Ursprungsort entfernt findet, scheint manchfachen Einwirkungen durch Gewässer unterlegen zu sein, wie sein grosser Wassergehalt beweist und damit steht wohl auch der niedrige Kieselsäuregehalt in Verbindung. Frische Bimsteine von noch basischerer Mischung als VI, sind noch nicht untersucht worden, es steht somit noch in Frage, ob basaltisches Material zur Bimsteinbildung überhaupt geeignet ist.

Dass Bimstein und Obsidian nur Modificationen einer und derselben Substanz sind, zeigt deutlich die Uebereinstimmung von Bimstein I mit Obsidian V, beide von Lipari, die von Bimstein V mit Obsidian VIII, beide von Alta vista auf Teneriffa. Wie die Obsidiane, so zeigen auch die analog zusammengesetzten Bimsteine ein ähnliches Sauerstoffverhältniss der Monoxyde und Sesquioxyde, wie es dort erwähnt ist.

Die Mengen von Chlor, welche Abich in den von ihm analysirten Bimsteinen fand, scheinen nach seiner Vermuthung als Chlornatrium vorhanden zu sein. Nach Bolley enthalten alle Bimsteine, welche er untersuchte, Salmiak; Rammelsberg bemerkt in-

dessen, dass alle stickstoff- und wasserstoffhaltigen Verbindungen den vulkanischen Bildungen ursprünglich fremd und erst später durch die Berührung mit der Luft, dem Wasser und organischen Stoffen hinzugekommen sind; er ist geneigt, die Salze in den Bimsteinen aus dem Meerwasser abzuleiten, welches vielleicht durch seinen Contact mit geschmolzenen Laven deren Ausbildung zu Bimstein hervorrief (Mineralchemie 1860. 636).

Der Bimstein scheint leichter zu sein als das Wasser, indem er auf diesem schwimmt; dieses scheinbar geringe spec. Gewicht rührt aber daher, dass seine Hohlräume oft die Zwischenwände, die eigentliche Gesteinsmasse, an Volumen übertreffen. Das genau ermittelte spec. Gewicht beträgt bei dem Bimstein I 2.377; IV 2.411; V 2.477. Hier findet also bei abnehmendem Kieselsäuregehalt ein Zunehmen des specifischen Gewichts statt, doch gibt es auch Gewichtsbestimmungen von Bimsteinen, die sich in diese Reihe nicht fügen, z. B. der Bimstein von Pantellaria mit 68.11 Kieselsäure und dem hohen Gewicht von 2.530; ein Bimstein von Arequipa in Peru mit 62.42 Kieselsäure hatte nach Abich 2.5714 spec. Gewicht.

Obsidian und Bimstein von demselben Fundpunkte und derselben Zusammensetzung besitzen, wie zu erwarten steht, auch übereinstimmendes spec. Gewicht: Obsidian V und Bimstein I haben 2.370 und 2.377; Obsidian VIII und Bimstein V haben 2.528 und 2.477.

Abich glaubte bei der Vergleichung der Analysen von Bimsteinen mit denen der correspondirenden Obsidiane zu finden, dass bei beiden die Summe der Alkalien eine gleiche sei, dass aber die Bimsteine einen kleinern Gehalt an Kali und einen grössern Gehalt an Natron besitzen, als die Obsidiane und er vermuthete, dass dies mit der Bimsteinbildung überhaupt in Zusammenhang stehe, indem der Uebergang in den schaumigen Zustand mit einer Verflüchtigung des Kali verbunden sei. Abgesehen davon, dass die Alkalienbestimmung wohl meistens allzu wenig genau ist um auf solch kleine Differenzen von gewöhnlich nur einem Procent oder noch weniger, wie sie Obsidian und künstlich daraus gebildeter Bimstein ergaben, oder als natürliche Vorkommnisse Obsidian V und Bimstein I, Obsidian VIII und Bimstein V zeigen, solche Schlüsse zu bauen, spricht auch noch manches andere gegen diesen Erklärungsversuch. Ram-

melsberg macht darauf aufmerksam, dass die Bimsteinbildung sich auch bei den alkalifreien Schlacken zeige, wo also von einer Kaliverflüchtigung nicht die Rede sein kann, und dass »auch die Temperatur zu niedrig, die Affinität des Kali aber zu gross sei, um bei dem Aufschwellen der Masse eine Verflüchtigung möglich zu machen« (Handb. d. Mineralchemie 636). Auch G. Bischof erklärt sich mit dieser Ansicht nicht einverstanden und hält dafür, dass durch Gewässer im Lauf der Zeiten in den Bimsteinen das Kali durch das Natron verdrängt werde: von den Laacher-See-Bimsteinen, welche wohl ursprünglich gleich zusammengesetzt waren, zeigen die stark wasserhaltigen zugleich eine beträchtlich geringere Kalimenge, als die wenig wasserhaltigen, während die Natronmenge nicht gar bedeutend sich verändert hat. Ein Bimstein von Neuwied (ebenfalls zum Laacher-Seegebiet gehörig) zeigte sogar nur 3.12 Kali auf 11.17 Natron. Vielleicht hat die von Andern aufgestellte Vermuthung, dass die Bimsteinbildung mit einem Entweichen derjenigen bituminösen Stoffe, welche der Obsidian noch enthält, im Zusammenhang stehe, mehr Anspruch auf Wahrscheinlichkeit. L. v. Buch äusserte 1825 bei Beschreibung des Pic von Teneriffa »es ist hier völlig deutlich, wie der Bimstein durch Aufblähung des Obsidian entsteht, vielleicht durch Entweichung des Bergöls«; vgl. auch Delesse, Annales des mines (5) XVIII. 1860. 258.

Auch durch Verwitterung kann ein bimsteinähnliches Gestein entstehen; die früher in dem Trachytconglomerat des Siebengebirges aufgefundenen »porphyrartigen Bimsteine« (Nöggerath, Geb. v. Rheinland-Westphalen I. 1822. 130) sind nach v. Dechen (Geogn. Führer in das Siebengebirge 254) zellig-blasiger Trachyt, der durch Verwitterung ein bimsteinähnliches Aussehen gewonnen hat.

Aeltere Forscher sahen in dem Bimstein einen durch vulkanisches Feuer umgewandelten Asbest, u. A. Torbern Bergmann (Opusc. phys. et chem. III. 197; vgl. auch Klaproth, Beiträge II. 62; III. 262.

Das Vorkommen der Bimsteine ist an die noch thätigen und bereits erloschenen Vulkane gebunden, sie finden sich am häufigsten als lose Auswürflinge, meist als Lapilli und Sand, sowie auch als Bomben und grössere Blöcke; solche Bimsteinablagerungen erscheinen oft über sehr weite Räume ausgedehnt, indem Wind und Wasser das leichte Material in grosse Entfernungen fortführten.

So trifft man in der Gegend von Marburg in Hessen Bimsteinlager, die von den Vulkanen um den Laacher See stammen. Auch bildet der Bimstein einzelne Schichten und Ablagerungen in Obsidian- und Perlitströmen. Vgl. unter den klastischen Gesteinen Bimsteinconglomerat, Bimsteintuff, Bimsteingerölle, Bimsteinsand. Auf den vulkanischen Inseln Süditaliens, des griechischen Archipel (Milo und Santorin); Tokaj in Ungarn; Auvergne; Island; Teneriffa; Guadeloupe; auf der Hochebene von Quito.

Rücksichtlich der Bimsteine vgl. die bei Obsidian angeführten Citate.

Perlit und Sphärolithfels.

(Perlstein, Pearlstone.)

Der eigentliche Perlit ist eine glasartige oder emailartige Masse, von eigenthümlicher rundkörniger Zusammensetzung. Die Körner des Perlit erreichen Hirsekorn- bis Erbsengrösse, selten die einer Haselnuss, und bestehen aus einzelnen schaaligen Umhüllungen, aus concentrisch-lamellaren, oft ungemein dünnen, glasigen oder emailartigen Häutchen. Häufig liegen die Körner so dicht neben einander, dass sie nicht rund erscheinen, sondern durch die gegenseitige Pressung eckig gedrückt worden sind; die äussern Lamellen dieser zwiebelähnlichen Kügelchen sind innig mit einander verwoben. Die ausgezeichnetsten Varietäten des gewöhnlich Glasglanz oder Perlmutterglanz zeigenden Perlit haben perlgraue und lavendelblaue Färbung, andere sind dunkelgrau, heller oder dunkler bräunlich.

Diese ächte Perlittextur ist aber keineswegs häufig und man pflegt viele andere Modificationen und Varietäten zum Perlit zu rechnen, welche sich davon mehr oder weniger weit entfernen. Manchmal verfliessen die Körner so sehr mit einander, dass eine eigentlich homogen aussehende Obsidian- oder Pechsteinmasse zum Vorschein kommt, in welcher dann nur noch die innern Kerne, die Ansätze von Kügelchen, an Perlit erinnern. Bisweilen auch verschwindet das emailartige des Perlit und er gewinnt ein thonsteinartiges Ansehen, wobei man aber meistens doch noch hier und da die Zusammensetzung aus kleinen feinen Kügelchen zu gewahren vermag; auch jene Gesteine, welche in einer emailartigen oder

steinartigen (lithoidischen) Masse Sphärolithkügelchen enthalten (Sphärolithfels) hat man zum Perlit hinzugezogen.

Je mehr die Beschaffenheit der Perlite sich zum emailartigen, steinigen oder thonsteinartigen hinneigt, desto ruhiger pflegen sie zu schmelzen; die rein glasartigen Varietäten schäumen stark beim Schmelzen, zeigen ein Aufleuchten und Entfärben, oft bis zum schneeweiss. Im Kolben gibt der Perlit Wasser ab.

Von ausgeschiedenen Mineralien in den Perliten sind zu erwähnen: Sanidin in krystallinischen Körnern und undeutlichen Krystallen ist häufig und macht den Perlit porphyrartig (z. B. am Königsberg bei Schemnitz in Ungarn); ebenfalls schwarzer Glimmer in scharf begrenzten, lebhaft glänzenden Blättchen. Quarz ist selten; Esmark und Beudant beobachteten ihn im Perlit von Tokaj, v. Richthofen fand ihn in dem vom Königsberg bei Schemnitz. Ob das Gestein, welches bei Ofen in Ungarn und am spanischen Cabo de Gata am Busen von Almeria rothe Granaten führt, wirklich dem Perlit zuzurechnen, ist noch zweifelhaft. An einigen Punkten sind in dem Innern von grössern Perlitkugeln Kerne von Obsidianmasse enthalten; die unter dem Namen Marekanit bekannten Kugeln von durchsichtigem Obsidian finden sich auf diese Weise in den Perliten von der Marekanka bei Ochotsk (Erman, Archiv f. d. wissensch. Kunde Russlands III. 175; Herter, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XV. 459). Scharfbegrenzte Nester und Trümer von Opal- und Jaspismasse bieten sich in einigen Perliten dar, nach Beudant soll der gelbe Wachsopal aus dem Ósva-Thale bei Telkibánya aus dem Perlit stammen und für den bekannten Feueropal von Zimapan in Mexico führt Naumann denselben Ursprung an.

Eine besondere Beachtung verdienen die Sphärolithe. So nennt man kugelige Ausscheidungen, welche von mikroskopischer Kleinheit an, bisweilen bis zur Grösse einer Wallnuss anschwellen, und meistens im Innern eine deutlich radial-faserige Anordnung zeigen, indem dünne, spitz keilförmige Krystallbündel von der Mitte ausstrahlen. Die Farbe ist meistens gelblich oder bräunlich, doch finden sich auch licht- oder dunklergrau gefärbte Kügelchen, der Glanz ist schimmernd oder ein matter Wachsglanz. Bei beginnender Verwitterung kommt in der Regel auch noch eine zweite Textur der Kugel, eine concentrisch-schaalige, zum Vorschein, indem auf dem Bruch eine grosse Anzahl feiner concentrischer Ringe sichtbar

wird, welche eine von einander abweichende Färbung besitzen. Diese Schaalentextur tritt an einigen Sphärolithen so deutlich hervor, dass bei den durchgeschlagenen verwitterten Handstücken die innersten Kügelchen aus den umhüllenden Schaalen herausfallen.

Nicht immer, oft erst mit Hülfe der Loupe, oft selbst hierdurch nicht, kann man sich auf dem Querbruch der Sphärolithe von deren radial-faseriger Textur überzeugen. Im Innern derselben findet sich meist ein bestimmt ausgesprochener weisser glasiger Mittelpunkt, ein Sanidin- oder Quarzkorn, wie dies v. Richthofen für die ungarischen Sphärolithe hervorhebt, während neuseeländische Sphärolithe mit zahllosen feinen schwarzen Pünktchen unregelmässig durchsprenkelt erscheinen. Die Sphärolithe liegen meist mit scharfbegrenzten Rändern in den Gesteinen, so dass sie oft beim Schlagen der Handstücke leicht sich herauslösen und dann das Gestein auf dem Bruch viele halbkugelförmige Vertiefungen zeigt. Die Oberfläche ist entweder glatt, oder mit vielen kleinen warzenförmigen Protuberanzen besetzt, den Enden jener unregelmässig verlängerten Krystallbündel. Der Umriss eines Sphärolith ist gewöhnlich ein ziemlich regelmässig kugelförmiger, es finden sich aber auch zwei, drei, oder mehr derselben zu einer traubigen, knollenförmigen Gestalt vereinigt und diese Zwillinge besitzen bei den neuseeländischen im Innern immer zwei oder mehr deutlich erkennbare Centra. Ueber die muthmassliche Bildungsweise und andere Verhältnisse der Sphärolithe wird noch später die Rede sein.

Beudant in seiner vortrefflichen Schilderung der ungarischen Perlite, und nach ihm Naumann (Geognosie I. 614) unterscheiden folgende Varietäten der Perlite, welche wohl nicht sämmtlich mit diesem Namen zu bezeichnen sein dürften.

a) Körnig schaaliger Perlit (Perlite testacé),
b) Sphärolithischer Perlit (Perlite lithoide globulaire z. Th.),
c) Perlitporphyr (Perlite porphyrique),
d) Pechsteinartiger Perlit (Perlite rétinique),
e) Thonsteinartiger Perlit (Perlite lithoide compacte),
f) Perlitbimstein (Perlite ponceux).

Die erste Varietät, welche man auch eigentlichen Perlit nennen könnte, stellt dieses Gestein in seiner vollkommensten, oben beschriebenen Ausbildungsweise dar.

Bei der zweiten Varietät scheint man zweierlei Gesteine unter-

scheiden zu müssen: wenn in einer perlitisch zusammengesetzten Masse, welche gewissermassen eine Grundmasse vertritt, Sphärolithe eingewachsen sind, so ist das ein Sphärolith-Perlit. Man hat aber dazu auch Gesteine gerechnet, welche aus einer einfach emailartigen oder steinartigen Grundmasse bestehen, in welcher Sphärolithe vertheilt sind, gar solche, in welchen diese Grundmasse fast gänzlich zurücktritt, und das Gestein nahezu nur ein Aggregat von Sphärolithen darstellt. Derlei Gesteine, welche offenbar ausser der bei beiden vorhandenen rundkörnigen Zusammensetzung mit ächten Perliten nichts gemein haben, als dass in diesen auch zuweilen Sphärolithe eingewachsen sind, verdienen, womit auch Naumann einverstanden zu sein scheint, von dem Perlit gänzlich getrennt und als eigenthümliches Gestein nach dem Vorschlag von Pettko unter dem Namen

Sphärolithfels

aufgeführt zu werden. In naher Verbindung steht der sphärolithführende Quarztrachyt, S. 152; vgl. auch den Sphärolith-Obsidian S. 235.

Der Perlitporphyr umschliesst in einer ächt perlitischen, rund- oder eckigkörnigen Grundmasse Krystalle und krystallinische Körner von Sanidin und starkglänzende Glimmerblättchen. Beudant ist der Ansicht, dass Sphärolithe und Krystalle einander ausschliessen; v. Richthofen konnte dies für die ungarischen Gesteine nicht bestätigen, fand vielmehr fast immer beiderlei Einschlüsse nebeneinander. Krystalle kommen auch häufig allein vor (Perlitporphyr), Sphärolithe indessen nur ungemein selten ohne Krystalle; so beschaffene Gesteine müsste man also als sphärolithische Perlitporphyre bezeichnen.

Der sog. pechsteinartige Perlit, welcher nach Naumann eine glasige fettglänzende, unvollkommen muschelige, ganz pechsteinähnliche Grundmasse besitzen soll, die viele schwarze Glimmerkrystalle und Sanidinkörner umschliesst, gehört nach dieser Beschreibung wohl gar nicht zu den Perliten überhaupt; solche Gesteine scheinen eher die Bezeichnung trachytische Pechsteinporphyre zu verdienen; ebensowenig dürfte der sog. thonsteinartige Perlit Beudants und Naumanns, »eine steinartige, graue oder röthliche Masse von erdigem Bruch, fast wie gebrannter Schieferthon, mit oder ohne Feldspathkörner, bisweilen zellig,« mit dem Perlit zu thun ha-

ben mit dem er nur dadurch in Verbindung steht, dass er in dünnen Lagen mit ihm abwechselt; es ist wohl meistens ein lithoidischer Quarztrachyt.

Der Perlitbimstein, dessen schon früher bei dem Bimstein gedacht wurde (S. 243), ist ein Mittelglied zwischen beiden Gesteinen; auch der

Obsidianperlit ist ein solches, indem sich in einer vollständig glasigen obsidianartigen Masse eine krummflächig körnige Absonderung entwickelt (z. B. zwischen Göncz und Telkibánya in Ungarn).

Analysen von Perliten und sphärolithartigen Ausscheidungen:

I. Perlit aus dem Hliniker Thal bei Schemnitz in Ungarn. O. L. Erdmann, Journ. f. techn. Chemie XV. 1832. 38.

II. Braune Kugeln mit strahligem Gefüge (also wohl Sphärolithe) aus dem Hliniker Perlit; hin und wieder mit schwarzem Glimmer durchwachsen und einen Quarzkern enthaltend. O. L. Erdmann ebendas.

III. Perlitporphyr aus dem Hliniker Thal mit ausgeschiedenem reichlichem Sanidin und spärlichem braunem Glimmer. Rammelsberg, Handb. d. Mineralchemie 1860. 637.

IV. Perlitgrundmasse von kugelförmiger Textur, braunen Glimmer, zuweilen glasigen Feldspath enthaltend. Grotte dei Colombi auf der Insel San Antiocco, bei Sardinien. Delesse, Bull. de la soc. géol. (2) XI. 1854. 109.

V. Heller gefärbter Sphärolith aus dem vorigen Gestein mit concentrischer und strahliger Textur, oft Feldspath- und Glimmerkrystalle einschliessend. Delesse, ebendas.

VI. Concentrisch-strahlige, kugelförmige Ausscheidungen aus dem Obsidianstrom Hrafntinnuhryggr, Nordostisland. Forchhammer, Journ. f. pract. Chem. XXX. 1843. 394.

VII. Körnig-schaaliger Perlit vom Monte Menone in den Euganeen, bestehend aus lauter runden oder comprimirten, schaaligen, erbsen- bis stecknadelkopfgrossen Körnern; wenig Glimmer, seltene strahlsteinartige hellgrüne Hornblende und Sanidin; vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 516.

<table>
<tr><th></th><th>I.</th><th>II.</th><th>III.</th><th>IV.</th><th>V.</th><th>VI.</th><th>VII.</th></tr>
<tr><td>Kieselsäure</td><td>72.87</td><td>77.20</td><td>73.00</td><td>70.59</td><td>72.20</td><td>74.83</td><td>82.80</td></tr>
<tr><td>Thonerde</td><td>12.05</td><td>12.47</td><td>12.31</td><td>13.49</td><td>15.65</td><td>13.49</td><td>7.94</td></tr>
<tr><td>Eisenoxyd</td><td>1.75</td><td>2.27</td><td>2.05</td><td>—</td><td>—</td><td>4.40</td><td>—</td></tr>
<tr><td>Eisenoxydul</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>1.60</td><td>1.64</td><td>—</td><td>1.05</td></tr>
<tr><td>Manganoxydul</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>0.30</td><td>0.50</td><td>—</td><td>—</td></tr>
<tr><td>Kalk</td><td>1.30</td><td>3.34</td><td>1.20</td><td>1.31</td><td>0.98</td><td>1.98</td><td>0.35</td></tr>
<tr><td>Magnesia</td><td>1.10</td><td>0.73</td><td>1.47</td><td>0.70</td><td>0.62</td><td>0.17</td><td>Spur</td></tr>
<tr><td>Kali</td><td>Spur</td><td rowspan="2">4.27</td><td>5.96</td><td>4.29</td><td>1.71</td><td rowspan="2">5.56</td><td>1.85</td></tr>
<tr><td>Natron</td><td>6.13</td><td>1.36</td><td>3.52</td><td>5.52</td><td>3.05</td></tr>
<tr><td>Wass. u. Glühv.</td><td>3.00</td><td>—</td><td>2.90</td><td>3.70</td><td>1.12</td><td>—</td><td>3.94</td></tr>
<tr><td></td><td>98.20</td><td>100.28</td><td>100.25</td><td>99.50</td><td>99.94</td><td>100.43</td><td>100.98</td></tr>
</table>

Es scheint aus dem hohen Kieselsäuregehalt, welchen alle Analysen, namentlich VII (eines der sauersten Gesteine, die man kennt), zeigen, hervorzugehen, dass nur Material von der Zusammensetzung der Quarztrachyte, nicht aber basischeres einer Ausbildung zu Perliten fähig ist. Sie sind auch räumlich dem Gebiete der eigentlichen Trachyte fremd und finden sich immer in der Nähe der Quarztrachyte. Die Perlite besitzen durchschnittlich einen geringern Alkaliengehalt als Quarztrachyte, welche einen mit ihnen übereinstimmenden Kieselsäuregehalt zeigen.

Das spec. Gewicht beträgt bei I: 2.371; II: 2.416; III: 2.384; IV: 2.386; V: 2.459; VI: 2.389; VII: 2.363.

Wie die Obsidiane und Bimsteine, so sind auch die Perlite in ihrer Gesammtzusammensetzung feldspathähnliche Mischungen, indem in ihnen das Sauerstoffverhältniss von $\dot{R}$ und $\ddot{\underline{R}}$ ziemlich nahe $= 1 : 3$ ist.

Die Sphärolithe scheinen eine ähnliche Bildung zu sein, wie die sogenannten Krystalliten in den langsam abgekühlten Gläsern, dem Réaumurschen Porzellan; sie dürften eine Mittelstufe in der Entwicklung des krystallinischen Zustandes darstellen, einerseits zwischen jenen Knötchen, welche sich mitunter in den Obsidianen finden, und welche als die unvollkommensten Producte gelten können, die eine rasch erkaltende Masse in ihrem Bestreben Krystalle auszuscheiden, hervorzubringen vermag, und andererseits den vollkommen ausgebildeten Krystallen in der Glasgrundmasse.

Dartigues, Berzelius und nach ihnen Pelouze haben angenom-

men, dass die krystallinischen Ausscheidungen aus dem Glase ohne eine Veränderung in der Mischung vor sich gehen, dass sie keine besondere chemische Verbindung bilden, sondern mit der umschliessenden Glasmasse in der Zusammensetzung vollständig übereinstimmen (Comptes rendus XL. 1855. 1324). Auch Hausmann hat durch seine Untersuchungen festgestellt, dass beim Uebergang in den krystallinischen Zustand die chemische Zusammensetzung der Gesammtmasse des Glases nicht verändert wird (Bemerkungen über die Umänderungen des Glases in den Stud. des götting. Ver. bergmänn. Freunde 1856. 1). Dumas dagegen, welcher sich schon früher dafür ausgesprochen hatte, dass die Krystalliten eine besondere chemische Verbindung seien, erwiderte auf die entgegengesetzten Behauptungen von Pelouze, es sei ein Unterschied zu machen zwischen Gläsern, deren Masse schon eine stöchiometrische Zusammensetzung darstelle, und solchen, bei denen dies nicht der Fall sei; die aus den erstern sich ausscheidenden Krystalliten würden dieselbe Zusammensetzung besitzen, wie die Grundmasse; in den nicht stöchiometrisch zusammengesetzten Gläsern, wozu die gewöhnlichen künstlichen gehören, hätten aber die Krystalliten eine von der Glasmasse abweichende Zusammensetzung. Naumann ist geneigt, dieselbe Ansicht auch für die natürlichen Gläser, für die Obsidiane und Perlite, welche ebenfalls nicht stöchiometrisch zusammengesetzt sind, geltend zu machen (Geognosie I. 615). Bei der geringen Anzahl von vergleichenden Analysen, welche an Sphärolithen und Glasgrundmasse angestellt sind, dürfte es indessen schwer sein, mit Sicherheit zu behaupten, dass in der Zusammensetzung beider ein Unterschied stattfinde. Der höhere Kieselsäuregehalt, welchen Erdmann in den Sphärolithen aus dem Perlit fand (vgl. I und II), hat wohl darin seinen Grund, dass diese Ausscheidungen nach der Angabe Erdmanns einen Quarzkern enthalten, die andern geringen Abweichungen erklären sich vielleicht durch die Beimengung von Glimmerblättchen. Zwischen dem Perlit IV und dem Sphärolith V ist der Unterschied nicht gar gross und Delesse leitet den etwas höhern Kieselsäuregehalt des letztern von einer umhüllenden dünnen kieseligen Zone ab. Ebenfalls stimmt die Analyse des Sphärolith aus dem Obsidianstrom Hrafntinnuhryggr (VI) mit der Analyse des Obsidian selbst (vgl. Obsidian III) ziemlich genau überein. In dem ausgezeichneten Sphärolith-Obsidian vom Rotorua-See auf Neusee-

land ist der Kieselsäuregehalt des Obsidianglases 75.03, der des Sphärolith 74.55 (Zirkel).

So gut auch die Zusammensetzung der Sphärolithe, namentlich wenn man die unvermeidlichen Fehler der Analysen zugleich berücksichtigt, mit derjenigen der umgebenden Glasmasse übereineinstimmt, so sehr weichen sie in ihrer Zusammensetzung unter einander ab. Der Umstand, dass alle ein abweichendes Sauerstoffverhältniss ergeben, scheint dafür zu sprechen, dass keiner von allen eine Verbindung nach festen Verhältnissen ist. Das Sauerstoffverniss von II ist = 1 : 3 : 19.0, von V = 1 : 3 : 16.0, von VI = 1 : 4.2 (nach Abzug von $\ddot{\underline{Fe}}$ 3.5) : 21.4. Man thut den Analysen offenbar Zwang an, wenn man sie auf ein Verhältniss etwa von 1 : 3 : 18 zurückführen will und sie drücken es klar aus, dass sie keine stöchiometrische Zusammensetzung darstellen.

Die Masse der Sphärolithe scheint stets eine verhältnissmässig dichtere zu sein, als die des einschliessenden Perlit oder Obsidian; so ist das spec. Gewicht des Sphärolith II (2.416) höher als das des Perlit I (2.371), das des Sphärolith V (2.459) höher als das des Perlit IV (2.386); das des Sphärolith VI (2.389) höher als das des umschliessenden Obsidian, welches nur 2.301 beträgt. Die Kügelchen aus dem Sphärolithobsidian von Te Piopio am Rotoruasee in Neuseeland haben ebenfalls das spec. Gewicht 2.426, während das der einhüllenden Obsidianmasse nur 2.345 ist. Diese Verschiedenheit im specifischen Gewicht der Glasgrundmasse und des Sphärolith bei gleicher oder nahe gleicher Zusammensetzung scheint dadurch hervorgebracht, dass letzterer eine krystallinische Bildung und der Krystallisationsprocess mit einer Verdichtung der Masse verbunden ist.

Bei der mikroskopischen Untersuchung eines Perlit von Brecalone am Fuss des Monte alto in den Euganeen, welcher in einer braunen, fettglänzenden, glasigen Masse zahlreiche, erbsengrosse, perlgraue, halbglasige Kügelchen ohne radialfaserige Textur umschloss, ergab sich, dass dünne Splitter der braunen Grundmasse sich als wasserklares, vollständig krystallfreies Glas darstellen, während feine Bruchstücke der perlgrauen Kügelchen ebenfalls ein Glas zeigen, welches aber mit einer ganz ungeheuern Anzahl der kleinsten und schmalsten nadelförmigen Krystalle durchspickt ist. Es scheint, dass die hier und da erfolgte massenhafte Ausscheidung

mikroskopischer Kryställchen und die Kugelbildung in einer gegenseitigen Beziehung steht (Zirkel, Sitzgsber. d. Wien. Akad. XLVII. 1863. 262).

Wegen des Wassergehalts der Perlite bringt Roth sie mit den Pechsteinen in Verbindung und nennt sie die Pechsteinform der Liparite, wobei er zugleich darauf aufmerksam macht, dass ihre rundkörnige, krummschaalige Textur manche Aehnlichkeit mit derjenigen darbiete, welche bei den Pechsteinen der Felsitporphyre nach dem Kochen mit Aetzkali hervortritt (vgl. Bd. I. 569). Auch Naumann nennt den Perlit den Pechstein der Trachytfamilie. Doch ist hierbei nicht zu übersehen, dass die sauersten Trachytgesteine auch ihre vollständig normal ausgebildeten Pechsteine besitzen, welche nur durch ihr Vorkommen von denen der Felsitporphyre zu unterscheiden sind. Das Auftreten und Aussehen der Perlite scheint der Ansicht G. Bischofs nicht günstig zu sein, welcher dieselben für zersetzte Trachytgesteine zu erachten geneigt ist (Chem. u. phys. Geol. I. Aufl. II. 2222; II. Aufl. III. 333. 336).

Zu erwähnen sind noch jene merkwürdigen Bildungen in den Perliten, welche v. Richthofen Lithophysen nennt, erbsen- bis faustgrosse Einschlüsse von knolliger, meist birnförmiger Gestalt, die im Innern nicht gänzlich ausgefüllt sind; von dem untern Theile aus erheben sich mehrere, kelchförmig nach aussen umgebogene Lamellen nach oben und überwölben die untern Räume. Zuweilen sind die Zellen bei geringem Querdurchmesser stark von unten nach oben in die Länge gezogen und man sieht alsdann darin nur die uhrglasförmigen nach oben gewölbten Lamellen, welche auf Durchschnitten täuschend das Ansehen einer Reihe von Kammern eines Ammonitengehäuses darbieten; bisweilen auch verschwinden die innern Lamellen und es bleibt ein einziger Hohlraum zurück, dessen Wandungen mehrere, nach innen vorspringende horizontale Leisten aufweisen. Die Lithophysen finden sich nur bei ausgesprochener Perlittextur der Grundmasse, oft neben Sanidinkrystallen; die feste Substanz innerhalb der Höhlungen ist von weisslicher Farbe und hat Quarzhärte, ist also entweder reine Kieselsäure oder ein daran sehr reiches Silicat. Nach v. Richthofen ist es nicht zweifelhaft, dass diese Lithophysen durch successiv blasenartige Auftreibung dieser Kieselsubstanz gebildet worden sind, welche sich meist im untern Raum concentrirt; die uhrglasförmigen Schaalen bezeich-

nen ebenso viele Aufblähungen der Substanz durch ein sich entwickelndes Gas, welches höchst wahrscheinlich Wasserdampf gewesen ist. Die kelchartig herabgebogenen Blätter entstanden dadurch, dass die am Schluss sich entwickelnden Blasen in den breitern Räumen zu wenig convex waren und in der Mitte zusammenfielen. Solche Lithophysen-Einschlüsse finden sich bei Telkibánya an den Gehängen gegen den Pass nach dem Gönczer Thale, ferner am Sarok-hegy bei Bereghszász und am Sujum bei Szántó in Ungarn. Aehnliche Gebilde erscheinen nach v. Richthofen in einem obsidianartigen Gestein vom Jacal in Mexico, der höchsten Spitze des Cerro de las Navajas, nordöstlich von Real del Monte; anderswo sind sie bis jetzt noch nicht beobachtet worden.

Der eigentliche Perlit gehört nicht zu den verbreiteten Gesteinen. Seine Hauptlagerstätte hat er in Ungarn, namentlich charakteristisch bei Schemnitz, Telkibánya und Bereghszász, wo er ausgezeichnete Ströme an den Abhängen und in den Buchten älterer Trachytberge bildet; vortrefflich sind die Perlitströme des Vulkans von Telkibánya. In den Euganeen finden sich am Monte Menone bei Battaglia, am Monte Pendise bei Teolo und am Monte Brecalone Perlitablagerungen. Gangförmig durchsetzt in einer Mächtigkeit von 25—30 Fuss der Perlit auf den Ponza-Inseln, namentlich an der Nordspitze von Palmarola den Quarztrachyt. Bei la Carbonera in der spanischen Provinz Murcia werden hornblendeführende Trachyte von Perliten begleitet. Perlit, namentlich sphärolithischen Perlit brachte Darwin in schönen Exemplaren von der Insel Ascension mit. Zu gedenken ist noch der Perlitmassen, welche zu den trachytischen Bildungen von Villa-seca bei Zimapan in Mexico gehören (vgl. Burkart, Aufenthalt und Reisen in Mexico 297). Unter den trachytischen Laven von Island und Neuseeland hat man Perlit noch nicht gefunden.

Beudant, Voyage minéral. et géol. en Hongrie III. 363.
Abich, Vulkan. Erscheinungen 1841. 86.
v. Pettko, Sphärolithfels, Naturwissenschaftl. Abhandlungen, herausgegeb. v. Haidinger I. 1847. 298. auch Abhandlungen d. k. k. geol. R.anst. II. 1853. 1.
Delesse, N. Jahrb. f. Min. 1856. 195.
v. Richthofen, über Perlite und Lithophysen, Jahrb. der k. k. geol. R.anst. 1861. 176.
vom Rath, Perlit der Euganeen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 516.

Für die nordungarischen Obsidiane, Bimsteine und Perlite hebt v. Richthofen es als eine charakteristische Erscheinung hervor, dass verschiedenartige Gesteinsausbildungen mit einander in regelmässigen oft sehr dünnen Lagen abwechseln. Theils alterniren in der lamellaren Anordnung verschiedene Modificationen der Grundmasse, indem obsidianartige mit bimsteinartigen Lagen, perlitische mit homogenen emailartigen u. s. w. wechseln, theils ordnen sich die Einschlüsse, Krystalle, Sphärolithe, Lithophysen noch ausserdem in bestimmten Lagen. Auch in Neuseeland ist eine ähnliche Ausbildungsweise in petrographisch verschiedenen, abwechselnden Lamellen bekannt.

An die Obsidiane und Perlite schliessen sich als ächte, zur Trachytfamilie gehörige Glieder die

Trachytpechsteine

an, welche schon früher bei den Felsitpechsteinen in allen ihren Verhältnissen besprochen worden sind (Bd. I. 566).

Zwischengruppe der Nephelin- und Leucitgesteine.

Nephelinit.

(Nephelindolerit, Nephelinfels).

Ein Gemenge, aus N e p h e l i n, A u g i t und wenig t i t a n h a l t i g e m M a g n e t e i s e n e r z bestehend, gewissermaassen Basalt, in welchem der Labrador durch Nephelin vertreten wird.

Nach der Textur kann man unterscheiden: grobkörnigen Nephelinit (Nephelindolerit), feinkörnigen Nephelinit (Nephelinanamesit), scheinbar dichten Nephelinit (Nephelinbasalt), alle drei in einander übergehend, wie es auch bei den Labrador-Augitgesteinen der Fall ist.

Der Nephelin erscheint als fettglänzende, krystallinische Körner, bisweilen auch als sechsseitige Krystalle von weisslich-, gelblich-, grünlichgrauer Farbe, und löst sich in Salzsäure vollständig auf mit Hinterlassung von Kieselgallerte. Der Augit bildet meist schwarze Körner oder breitsäulenförmige Krystalle, das Magneteisen feinvertheilte Körnchen und oktaedrische Krystalle. Bald wiegt der Nephelin, bald der Augit (seltener) quantitativ vor. Die feinkör-

nigern Nephelinite, welche dem Anamesit entsprechen, zeigen eine dunkelgraue Farbe, die grobkörnigern sind bläulichgrau und schwarz gefleckt durch Augite; die dichten sind vom Basalt äusserlich nicht zu unterscheiden.

Das spec. Gewicht schwankt in weiten Grenzen; es wiegt:

N. vom Hohenhöwen im Hegau 2.62, Schill.
» von Niedermendig am Laacher-See 2.258, v. Leonhard.
» vom Katzenbuckel, Odenwald, feinkörnig 2.697, v. Leonhard, grobkörnig 2.921.

Als accessorische Gemengtheile hat man gefunden: Apatit in langen dünnen Säulen von weisser Farbe, vielverbreitet; Sanidin, eine eigenthümliche Erscheinung in einem Augitgestein; Olivin; Titanit; Hauyn, Leucit, Saphir, Zirkon in Nephelinitlaven.

Porphyrartig wird der Nephelinit, wenn aus dem feinkörnigern Gemenge einzelne grössere Nephelinkrystalle heraustreten, wie z. B. am Katzenbuckel im Odenwald. Auch blasige und mandelsteinartige Varietäten kommen vor.

Wegen der leichten Zersetzbarkeit des Nephelin ist der Nephelinit eines jener wenigen Gesteine, bei denen die Zerlegung in einen durch Salzsäure löslichen und einen darin unlöslichen Antheil zur Ermittelung der Zusammensetzung von Belang sein kann. Zieht man aus dem fein gepulverten Gestein mit dem Magnetstab das Magneteisen aus, und behandelt jenes alsdann mit Salzsäure, so wird der Nephelin völlig gelöst, und es bleibt als Rückstand ein graues Pulver von Augitzusammensetzung; doch wird der Augit selbst auch immer durch die Salzsäure angegriffen.

I. Nephelinit vom Löbauer Berg in Sachsen. Heidepriem, Zeitschr. d. d. geol. Ges. II. 1850. 149.

II. Nephelinit vom Wickenstein in Niederschlesien. Löwe, Poggend. Ann. XXXVIII. 1836. 158; neu ber. v. Roth. II a. der in Salzsäure lösliche (44.42); II b. der darin unlösliche Theil (55.58).

III. Nephelinit vom Hohenhöwen im Hegau. Schill, N. Jahrb. f. Min. 1857. 44.

IV. Nephelinitlava von Niedermendig am Laacher See. O. Hesse, Journ. f. pr. Chemie LXXV. 1858. 216.

V. Nephelinit von Meiches im Vogelsgebirge. Knop, N. Jahrb. f. Min. 1865. 696.

	I.	II.	II a.	II b.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	42.12	41.87	35.06	47.98	47.10	50.64	43.89
Thonerde	14.35	16.48	25.98	9.10	11.91	19.67	19.25
Eisenoxyd	13.12	3.16	7.17	—		8.53	—
Eisenoxydul	—	1.42	3.22	16.51	16.65	—	12.00
Manganoxydul	0.18	—	—	Spur		Spur	Spur
Kalk	13.00	12.10	9.43	14.41	8.90	8.09	10.58
Magnesia	6.14	7.14	—	12.97	1.36	4.04	2.81
Kali	2.18	0.56	1.28	—	1.63	3.36	1.73
Natron	4.11	5.50	12.47	—	2.92	4.52	9.13
Wasser	3.42	2.67	6.07	—	6.60	0.73	—
	98.62	100.00	100.68	100.97	97.07	99.58	99.39

Ausserdem enthalten: I: Phosphorsäure 1.65; Chlorcalcium 0.04; Fluorcalcium 0.27; Titansäure 0.54. III: Phosphorsäure 1.20; Kohlensäure 1.91. IV: Schwefelsäure 0.29 (von Hauyn); Titansäure und Eisenkies Spuren. V: Titansäure 1.24; Phosphorsäure 1.39; Baryt 0.17; Strontian 0.01.

Man hat versucht, an der Hand der Analysen die mineralogische Zusammensetzung der Nephelinite zu berechnen. Heidepriem betrachtete den Nephelinit des Löbauer Berges als zusammengesetzt aus: 32.61 Nephelin, 45.38 Augit, 4.00 Magneteisen, 3.91 Apatit, 1.33 Titanit, 3.42 Wasser, Olivin. Roth nimmt darin an circa 26 Nephelin, 55 Augit, 8 Sanidin (als Kali lieferndes Mineral) und den Rest wie Heidepriem.

Der durch Löwe analysirte Nephelinit vom Wickenstein enthält nach Roth's Annahme 34.5 Nephelin, 4.58 Magneteisen und in dem Rest von 61 pct. sind Augit, Apatit und Olivin enthalten; der Augitgehalt muss nach der Zusammensetzung des unlöslichen Theils mindestens 56 pct. betragen. In dem unlöslichen Theile von IV sind nach Hesse 2.08 Kali und 3.00 Natron, nach Bergemann, welcher dasselbe Gestein untersuchte, gar 2.58 Kali und 5.68 Natron enthalten, es muss also darin ausser dem Augit noch ein an Alkalien reiches Silicat vorhanden sein (wohl ein Feldspath). Der unlösliche Theil des Nephelinit vom Löbauer Berg (Heidepriem) enthält dagegen ebensowenig, wie derjenige des vom Wickenstein (II b) Alkalien.

Auffallend ist der beträchtliche Wassergehalt, der sich in

den durch Säuren löslichen Theilen der Nephelinite findet: IIa enthält 6.07 Wasser, der Nephelinit vom Löbauer Berg besitzt in dem durch Salpetersäure löslichen Theil 6.73 Wasser. Es deutet dies darauf hin, dass die löslichen Theile nicht ausschliesslich dem Nephelin zugetheilt werden können, sondern dass sie wenigstens zum Theil als zeolithische Mineralien gedeutet werden müssen, eine Annahme, welche durch die Umwandlung von Nephelin in Zeolithe, die durch Pseudomorphosen dargethan ist, wahrscheinlich wird; wegen seiner leichten Zersetzbarkeit wird der Nephelin sich besonders rasch in derlei Substanzen umwandeln.

Zu den Nepheliniten gehören gewiss manche Gesteine, welche bisher den labradorhaltigen Basalten zugezählt werden. Für die Gegenwart des Nephelin in einem basaltischen Gemenge ist nach vom Rath folgender Versuch beweisend: Sind Gesteinsstücke längere Zeit, mehrere Monate lang, der Einwirkung kalter Salzsäure ausgesetzt, so scheidet sich ein Theil der Kieselsäure schleimig ab; gleichzeitig bildet sich eine Menge kleiner Kochsalzwürfel; die Kieselsäure des Labrador wird nicht schleimig abgeschieden, auch ist er nicht natronhaltig genug, um die Kochsalzwürfel zu erzeugen (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1860. 41).

Zu den Punkten, an welchen man bis jetzt Nephelinite gefunden hat, gehören:

Der Löbauer Berg in der Oberlausitz, wo Gumprecht zuerst den Nephelin als einen wesentlichen Gemengtheil doleritähnlicher Gesteine nachwies.

Meiches am nördlichen Gehänge des Vogelsgebirges in Hessen, durch v. Klipstein aufgefunden, durch G. Rose und neuerdings durch Knop sehr gründlich untersucht; das grobkörnig krystallinische, in hohem Grade poröse Gemenge besteht hauptsächlich aus graulichweissem bis hellweingelbem Nephelin, der in den Drusenräumen freie Krystalle bildet, und schwarzem Augit; Magneteisen erscheint in deutlich erkennbaren Krystallen bis zu 3 Mm. Axenlänge. Ausserdem findet sich in viel geringerer Menge ein lebhaft glasglänzender Feldspath, den Rose für Sanidin hielt, und welcher auch nach Knop monoklin ist, dagegen seltsamerweise in chemischer Hinsicht einen kalireichen, kalkfreien, barythaltigen Oligoklas mit 59.69 Kieselsäure darstellt. Das Gestein führt auch Leucit, der jedoch nicht in Krystallen, sondern nur in sphäroidischen Massen

bekannt ist, sehr wenig gelben Titanit, feine weisse Apatitkrystalle und sehr spärlichen Sodalith in weissen Granatoedern.

Das Thal, welches bei Tichlowitz zwischen Tetschen und Aussig in das Elbthal mündet und nach Rittersdorf hinausführt, am Schreckenstein und an einem Felsen des Vierzehngebirges bei Klein Priesen oberhalb Tetschen. Die beiden erstern Gesteine enthalten ebenfalls Apatit und in unregelmässigen Höhlungen einen weissen Zeolith, wahrscheinlich Mesotyp.

Katzenbuckel, der höchste Punkt im Odenwald, östlich von Ebersbach am Neckar, ausgezeichneter porphyrartiger Nephelindolerit (v. Leonhard, Basaltgebilde I. 160).

Wickenstein in Niederschlesien (Nephelinbasalt).

Hohenhöwen im badischen Hegau, bestehend aus grünlich- und gelblichgrauen, auch nelkenbraunen Nephelinen, tafelartigen Augitkrystallen und kleinen Mengen von Magneteisen, dazu Körnern von Brauneisenstein; auch Apatitnadeln zeigen sich hier und da.

Ein basaltähnliches Gestein vom Hamberg, zwischen Borgentreich und Trendelburg an der Paderborn-Hessischen Grenze enthält in Höhlungen nach G. Rose Nephelin, Apatit und Augit, gehört also auch wahrscheinlich hierher. Die gelblichgrauen Flecken, die in dem feinsplitterigen bräunlichgrauen Gestein sich zeigen, erweisen sich nach dem Glühen als Olivinkörner; die weisse körnige Substanz, die alsdann als Hauptmasse erscheint, ist wahrscheinlich Nephelin.

In dem als Dolerit bekannten Gestein von der Pflasterkaute bei Eisenach wies Credner Nephelin nach, welcher sowohl als Gemengtheil im Gestein, als auch in Drusen auskrystallisirt vorkommt.

Manche Laven bestehen auch aus ausgezeichnetem Nephelinit. Solche Nephelinitlaven sind: die hauyn-, zirkon-, saphir-, leucithaltige sog. Mühlsteinlava von Niedermendig am Laacher-See, in welcher man deutlich namentlich in den Höhlungen die sehr zahlreichen durchsichtigen kleinen sechsseitigen Nephelinkrystalle erkennt. v. Dechen zählt noch mehrere Nephelinitlaven aus der Umgegend des Laacher-Sees auf: darunter den Strom vom Bellenberg nach der obern Reifs-Mühle, den Strom am Winfeld bei Ettringen und von Cottenheim, die Lava am Hochsimmer, den Strom vom Plaidter Hummerich nach Hochsmühle, die Lava zwischen dem

Nastberg und Nickenich. Die letztere, deren kleine weisse, aus den Blasenwandungen hervortretenden Nephelinkrystalle vielleicht noch ausgezeichneter sind, als bei Niedermendig, enthält nach G. Bischof: Kieselsäure 47.48; Thonerde 21.26; Eisenoxyd 12.39; Kalk 8.54; Magnesia 3.16; Kali 2.39; Natron 3.42; Glühverlust 0.35 (98.99). Nach R. Mitscherlich ist auch das der Niedermendiger Mühlsteinlava ähnliche am nördlichen Abhange des Roderbergs bei Rolandseck am Rhein gangförmig auftretende Basaltgestein ein Nephelinit; es gelatinirt mit Säure und enthält: Kieselsäure 42.16; Thonerde 14.67; Eisenoxyd 9.05; Eisenoxydul 4.82; Kalk 12.27; Magnesia 5.92; Kali 3.01; Natron 3.72; Titansäure 3.25; Glühverlust 0.46 (99.33). Auch in der Vorder-Eifel sind sehr viele Laven ächte Nephelinite, z. B. von der Aarlei und der Lielei bei Uedersdorf, von der Hardt bei Mehren, vom Wehrbusch bei Daun, von Dockweiler, vom Beuelchen in Kirchweiler; bei den frischern kann man die kleinen Nephelinkrystalle in den Hohlräumen leicht erkennen.

Das schwärzlichgraue, sehr feinkörnige Gestein vom Capo di Bove bei Rom (Selce Romano genannt) ist nach den mikroskopischen Untersuchungen von Fleuriau de Bellevue (Journ. de Phys. LI. 459) ein Gemenge von Augit, Nephelin, Magneteisenerz, Leucit und Melilith und stellt ein Mittelgestein zwischen Nephelinit- und Leucitlava dar (vgl. Leucitophyr). Es enthält in Höhlungen neben Nephelinkrystallen noch Melilith, Breislakit, Glimmer. Die Lava vom südlichen Fusse des Herchenberges in der Umgebung des Laacher-Sees ist ebenfalls aus sehr kleinen Krystallen von Nephelin (farblos), Melilith (in gelben Täfelchen) und Augit zusammengesetzt. Auch im Albanergebirge bei Rom kennt man ähnlich zusammengesetzte Leucit- und Nephelin führende Laven, welche wir den Leucitophyren anreihen.

Die basaltischen Gesteine aus der Umgegend von Pardubitz in Böhmen (vom Kunetitzer Berge, vom Wolfsberg und vom Spojiler Gange), welche E. Jahn analysirte (vgl. Verh. der kk. geol. R.anst. XII. 157), scheinen wegen ihres geringen Kieselsäuregehalts, der auf 38.72 sinkt, und grossen Alkaligehalts, der auf 7.50 steigt, ebenfalls Nephelinite zu sein.

Die Angabe Girards (N. Jahrb. f. Min. 1842. 729), dass sich im Baigorry-Thale der Westpyrenäen Nephelinit finde, dürfte wohl auf einem Irrthum beruhen.

v. Leonhard und C. Gmelin machten zuerst auf den Nephelinit aufmerksam in ihrer Abhandlung: Nephelin im Dolerit. 1822. Vgl. auch Basaltgebilde I. 158.
Fr. Hoffmann, Nephelinit vom Hamberg, Poggend. Ann. III. 1825. 37.
G. Rose, Karstens Archiv XIV. 1840. 261.
Löwe, N. v. Wickenstein, Poggend. Ann. 1836. XXXVIII. 158.
Girard, N. v. Wickenstein, Poggend. Ann. 1841. LIV. 559.
Gumprecht, N. vom Löbauer B., Poggend. Ann. XLII. 177.
Heidepriem, N. v. Löbauer B., Zeitschr. d. d. geol. Ges. II. 1850. 139.
v. Klipstein, N. v. Meiches, Karstens Archiv XIV. 1840. 248.
Knop, N. v. Meiches, N. Jahrb. f. Min. 1865. 674.
Schill, N. v. Hohenhöwen, N. Jahrb. f. Miner. 1857. 43; ebendar. v. Fritsch, N. Jahrb. f. Min. 1865. 654.
Credner, N. von der Pflasterkaute bei Eisenach, N. Jahrb. f. Min. 1860. 56.
Bergemann, N. v. Niedermendig, Karstens und v. Dechens Archiv XXI. 1847. 41.
Hesse, N. v. Niedermendig, Journ. f. pr. Chemie LXXV. 1858. 216.
G. vom Rath, N. v. Herchenberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 30. 31.
v. Dechen, N. des Laacher Sees u. d. Eifel, Geogn. Führer zu dem Laacher See 1864. 577. 114. 298. 312. Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 122. Vgl. auch Roth in Mitscherlich, üb. d. vulk. Erscheinungen in d. Eifel. 1865. 16.
R. Mitscherlich, N. v. Roderberg, Ztschr. d. d. geol. Ges. 1863. XV. 667.

Leucitophyr.

Leucitlava, Leucitporphyr, Leucilit, Sperone.

Der Leucitophyr ist ein krystallinisch-körniges Gemenge, meistens zusammengesetzt aus L e u c i t, A u g i t und M a g n e t e i s e n, doch gibt es auch durch Leucit charakterisirte Gesteine, welche N e p h e l i n oder N o s e a n als wesentliche Gemengtheile enthalten, und welche wir mit den eigentlichen Leucitophyren vereinigen. Gewöhnlich bilden die erstgenannten Mineralien eine feinkörnige bis scheinbar dichte Grundmasse von aschgrauer oder röthlichgrauer Farbe, in welcher um und um ausgebildete Leucitkrystalle von graulichweisser Farbe und der Grösse von der einer Erbse bis zu der einer Haselnuss, sowie schwarze und dunkelgrüne Augitkrystalle eingewachsen sind, welche also das Gestein porphyrartig machen. Am Vulkan von Roccamonfina kommen nach Pilla Leucitkrystalle von 9 Centimeter Durchmesser vor. Die Leucite sind immer in der sog. Leucitoederform krystallisirt, vor dem Löthrohr unveränderlich, und von Salzsäure leicht zersetzbar unter Abscheidung von

Kieselpulver. Man kennt den Leucit nur eingewachsen in Gesteinen, nie in Drusen auskrystallisirt.

Die Leucitkrystalle, z. B. die schönen von Civita, Castellana und Borghetto am Ufer der Tiber, enthalten fast immer in ihrem Innern ein kleines Schlackenkorn, Bruchstücke von Augitkrystallen, oder umschliessen auch vollständig ausgebildete Augitkrystalle von langsäulenförmiger Gestalt, deren beide Enden nicht selten aus dem Leucit hervorragen. Auch kleine blaue Hauynkörnchen hat man nach Breislak in Leuciten aus der Umgegend von Rom eingeschlossen gefunden. Die Leucite von Rieden in der Umgegend des Laacher Sees enthalten fast sämmtlich runde Körnchen oder nadelförmige, haardicke schwarze Krystalle von Nosean.

In der Leucitlava des Vesuv von 1858, welche sich in den Fosso grande ergoss, fand Rammelsberg Nephelin als wesentlich auf. Salzsäure verwandelt die gepulverte Lava schnell in eine gelbe Gallerte, ein Beweis, dass noch ein anderes Silicat neben dem Leucit vorhanden sein muss, welcher zwar vollkommen zersetzt wird, aber nicht gelatinirt. Behandelt man ganze Stücke Lava mit verdünnter Salzsäure, so gewahrt man in der weissen lockern Masse schon mit blossem Auge viele sechsseitige Tafeln, welche weiss, perlmutterglänzend, unter dem Mikroskop aber fast durchsichtig erscheinen, und dem Nephelin angehören. Rammelsberg konnte die Krystalle messen und Flächencombinationen erkennen (breite Endfläche mit dem schärfsten Nephelindihexaeder). Als unwesentlichen Gemengtheil der Leucitophyre hatte man den Nephelin schon früher gekannt, und es hängt durch ihn Leucitophyr mit Nephelinit innig zusammen. Die Gesteine vom Capo di Bove und vom Albanergebirge bei Rom (welche auch Melilith führen) enthalten ebenfalls Nephelin neben Leucit, Augit, Magneteisen (vgl. S. 263).

Die durch das Auftreten von Nosean als wesentlichen Gemengtheil merkwürdigen Leucitophyre von Rieden im Laacher See-Gebiet, welche neuerdings G. vom Rath eingehend untersucht hat, erscheinen dort in zwei Varietäten. Der Leucitophyr vom Selberg besitzt eine porphyrartige Textur und zeigt in einer feinkörnigen Grundmasse als ausgeschiedene, an Menge überwiegende Bestandtheile: Leucit, Nosean, beide am reichlichsten eingesprengt, Sanidin, Augit und in sehr geringer Menge Magnesiaglimmer, Magneteisen, Titanit. Der halbdurchsichtige, glasglänzende Leucit in Krystallen

von ½ — 3''' Grösse erhält bei beginnender Zersetzung eine schneeweisse Hülle. Der Nosean, ungefähr ein Viertel der Masse bildend, durchschnittlich von derselben Grösse wie der Leucit, erscheint in schwärzlichgrauen, durch Verwitterung weissen Granatoedern. Der spärliche Sanidin bildet bis zollgrosse Krystalle, welche wie die Leucite kleine Noseankrystalle umschliessen; der Augit findet sich in regelmässigen Krystallen und unregelmässigen Körnern. Die Grundmasse ergibt sich unter der Loupe als ein höchst feines Gemenge der ausgeschiedenen Krystalle. Der Nosean im frischen Zustande wurde früher für Augit, der durch Verwitterung weisse für Leucit gehalten. Der Leucitophyr vom Schorenberg ist von graugrüner Farbe; in der mit blossem Auge wie unter der Loupe dicht erscheinenden Grundmasse liegen zahlreiche schwärzlichgraue Noseane, und vereinzelte grössere neben vielen kleinen Leucitkrystallen; selten sind sehr kleine gelbe Titanitkörnchen, sowie gerundete Magneteisenkörner eingemengt. Auch Sanidin tritt in dieser Varietät sehr zurück.

Man könnte daher als Mengungsvarietäten des Leucitophyr unterscheiden:

a) Gewöhnlicher Leucitophyr, vorwaltend zusammengesetzt aus Leucit und aus Augit.

b) Nephelin-Leucitophyr (z. B. Vesuvlava 1858), bestehend vorwiegend aus Leucit, Nephelin und Augit. (Als Leucit-Nephelinit wären die Gesteine zu bezeichnen, in denen Nephelin über Leucit überwiegt. So scheinen die eigentlichen Leucitophyre in eigentliche Nephelinite übergehen zu können.) Wohl häufiger als man glaubt.

c) Nosean-Leucitophyr (z. B. Rieden), vorwaltend zusammengesetzt aus Leucit, Nosean, Augit.

Das spec. Gewicht der Leucitophyre liegt zwischen 2.5 und 2.9.

Nosean-Leucitophyr vom Selberg . . .	2.605	vom Rath.
Nosean-Leucitophyr vom Schorenberg . .	2.553	vom Rath.
Leucitophyr vom Capo di Bove bei Rom	2.754	v. Leonhard.
Vesuvlavastrom von 1834	2.892	Abich.
Leucitophyr von der Roccamonfina . .	2.721	Abich.
Leucitophyr von Granatello	2.83	Wedding.

An verschiedenen accessorischen Gemengtheilen, welche bisweilen in nicht unbeträchtlicher Menge vorkommen, ist der Leucitophyr reich;

es erscheinen: Blättchen von dunklem Magnesiaglimmer; Olivin; Sanidin; Melilith in den Nephelin-Leucitophyren des Albaner Gebirges; Hauyn; Granat. Ein durch die Analysen sich ergebender Phosphorsäuregehalt deutet wahrscheinlich auf die Gegenwart von Apatit. Zeolithe durch Zersetzung der Gemengtheile entstanden, haben sich auf Klüften und in Hohlräumen angesiedelt. Weisse und rosarothe krystallinische Ueberzüge in Hohlräumen der Lava von Granatello sind nach Wedding Sodalith; auch glaubte er Mejonitnadeln in dieser Lava zu erkennen. Die Hohlräume der Vesuvlava vom Juli 1832 sind nach Pilla mit blitzenden Eisenglanzpunkten überzogen. Aus einigen Leucitlaven zieht heisses Wasser Kochsalz aus. Die Leucitophyre sind durchaus quarzfreie Gesteine.

I. Vesuvlava von 1811; grau, porös. Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 503.

II. Vesuvlava von 1855, Strom bis S. Giorgio a Cremano, grau, porös. Rammelsberg, ebendas.

III. Vesuvlava vom Mai 1855, grau, krystallinisch. Ch. St. Cl. Deville, Bull. de la soc. géol. (2) XIII. 1856. 612.

IV. Steinbrüche von Granatello am Vesuv, aus der Mitte des Stromes (Eruption v. 1631); hellgraue Grundmasse mit Augit, Leucit, Olivin, Magneteisen, wenig Glimmer; Sodalith in krystallinischen Hohlraumüberzügen. Wedding, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 395.

V. Leucitophyr vom Monte delle Cortinelle an der Roccamonfina, mit grossen Leuciten. Abich, Vulkan. Ersch. 1841. 126.

VI. Nephelin-Leucitophyr vom Capo di Bove, feinkörnig, dunkelgrau, mit Leucit und Nephelin in grössern Krystallen und Zeolithen in den Drusen. Bunsen, Mittheil. an Roth. 1861.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure	46.48	50.32	47.5	48.03	52.08	45.93
Thonerde	22.66	15.49	20.0	20.78	17.30	18.72
Eisenoxyd	4.68	3.59	—	4.72	—	—
Eisenoxydul	5.00	7.59	9.8	3.27	6.52	10.68
Manganoxydul	—	—	0.2	Spur	—	—
Kalk	5.75	7.07	8.6	10.18	12.23	10.57
Magnesia	1.48	3.71	1.9	1.16	1.25	5.67
Kali	8.94	8.93	0.5	7.12	} 9.63	6.83
Natron	1.94	2.30	8.9	3.65		1.68
Glühverlust	0.19	—	0.6	0.17	0.91	0.59
	97.12	99.00	98.0	99.08	99.92	100.67

I enthält noch 0.56 Kupferoxyd; III Phosphorsäure und Chlor; IV 0.82 Chlornatrium und 0.04 Schwefelsäure.

VII. Nosean-Leucitophyr vom Selberg nach Absonderung des Magneteisens (s. o.). vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 97.

VIII. Nosean-Leucitophyr vom Schorenberg, ebendas. 100.

	VII.	VIII.
Kieselsäure	48.25	49.18
Thonerde	16.63	20.65
Eisenoxydul	6.53	5.97
Kalk	7.82	2.43
Magnesia	1.23	0.29
Kali	6.52	6.88
Natron	9.42	9.72
Wasser	1.94	1.60
Schwefelsäure . . .	1.68	1.60
Chlor	0.26	0.28
Kohlensäure	1.10	—
	101.38	98.60

Man hat auch mehrfach den durch Säuren zersetzbaren und unzersetzbaren Antheil der Leucitophyre einer gesonderten Analyse unterworfen, aus denen sich indessen keine sichern Schlüsse auf die mineralogische Zusammensetzung derselben ziehen lassen. Auch die Bauschanalysen gestatten nicht wohl eine Interpretation auf einzelne Mineralien. Wedding versuchte den Leucitophyr IV. zu zerfällen in: 54.0 Leucit, 8.2 Augit, 5.5 Olivin, 16.3 Mejonit, 8.8 unlösliches Silicat (oder vielleicht 25.1 Mejonit), 5.1 Magneteisen, 1.2 Eisenoxydhydrat, 0.1 schwefelsauren Kalk, 0.8 Chlornatrium, eine Berechnung, die indessen, wie Rammelsberg mit Recht bemerkt, von ziemlich willkührlichen Voraussetzungen ausgeht. Abich hatte in der Lava von 1834 60.19 glasigen Leucit, 20.44 Kalkaugit, 10.42 Olivin, 8.93 Magneteisen auf nicht weniger unsicherer Grundlage berechnet. Der Kaligehalt, welcher den Natrongehalt bedeutend überwiegt, rührt von dem Leucit, dem kalireichsten Silicat her. Der Leucit enthält jedoch auch immer kleine Mengen von Natron wie Awdejew und dann ausführlich Bischof hervorgehoben hat, obschon Rammelsberg den Natron-

gehalt nicht so hoch fand, als Bischof ihn angab. Der von Ch. Deville analysirte Leucitophyr (III) zeigt ein gerade umgekehrtes Verhältniss der Alkalien, einen nur sehr geringen Kali- und weit überwiegenden Natrongehalt; ebenso ältere Analysen von Dufrénoy aus d. J. 1838. Diese Angaben dürften wohl in einer ungenauen Alkalienbestimmung ihren Grund haben. Auch die Analyse Abich's des Stroms von 1834 ergab 5.56 Natron auf 4.01 Kali. Die Nephelinit-Leucitophyre müssen sich übrigens durch einen grössern Natrongehalt auszeichnen. Die Kalkmengen der Analysen rühren fast allein von dem Augit her, da Nephelin und Leucit fast immer kalkfrei sind. Sehr ähnlich zusammengesetzt wie VI sind die ebenfalls von Bunsen analysirten Gesteine von der Rocca di Papa am Campo d'Annibale (mit 2.02 Natron auf 3.33 Kali), vom Lago di Nemi und vom Wege zwischen Frascati und Tusculum. VII und VIII stimmen gut miteinander; die geringere Kalkmenge in VIII entspricht dem Fehlen des Augit.

Ein etwas verwittertes Leucitophyr-Gestein ist dasjenige, welches am Eichberg bei Rothweil am Kaiserstuhl auftritt und in einer grünlichgrauen Grundmasse kleine verwitterte weisse und gelblichweisse, matte, bisweilen erdige Leucitoeder, daneben wenige schwarze Melanitkrystalle und Sanidinkörner enthält. Die Zusammensetzung ist nach Schill: Kieselsäure 46.53, Thonerde 13.96, Eisenoxydul 9.06, Kalk 9.45, Magnesia 1.42, Kali 11.22, Natron 6.78, Wasser 7.16 (105.58). Der grosse Wassergehalt deutet die Zersetzung an. In den leucitoedrischen Krystallen fand Stamm 10.14 Natron, 0.71 Kali, 2.91 Kalk und 8.93 Wasser (Ann. der Chem. u. Pharm. XCIX. 287), sie stimmen überhaupt in ihrer Zusammensetzung mit Analcim überein; F. Sandberger hat diese Krystalle für wirklichen ursprünglichen Analcim gehalten, Blum und G. Rose haben dagegen gezeigt, dass sie, wie Leonhard zuerst vermuthete, eine Pseudomorphose von Analcim nach Leucit seien, wofür u. a. spricht, dass man den Analcim noch nie in Gesteinen eingewachsen gefunden hat; aus einem Kali-Thonerde-Silicat ist hier ein wasserhaltiges Natron-Thonerde-Silicat geworden, das Hydrat eines Natron-Leucit. Vgl. Blum, Neues Jahrb. f. Min. 1858. 291 und Pseudomorphosen III. 106. G. Rose, Pogg. Ann. CIII. 1858. 521.

Denselben Umwandlungsprocess hatte Rammelsberg schon

früher an den manchmal zwei Zoll grossen Leucitkrystallen im Leucitophyr der Roccamonfina nachgewiesen, welche zum Theil aus kaolinähnlicher, leicht zerreiblicher Masse bestehen und ebenfalls 11.94 Natron, nur 0.64 Kali und einen zwischen 6.27 und 10.10 schwankenden Wassergehalt besitzen (Poggend. Annal. XCVIII. 1856. 199).

Eine andere interessante Pseudomorphosirung des Leucit hat in einer ältern grauen Lava des Vesuv stattgefunden, wo der Leucit sich in ein Gemenge von Nephelin und Sanidin umgewandelt hat; die lichtgrünlichweisse, mürbe, krystallinische, wasserfreie Umwandlungsmasse wird nicht, wie der Leucit gänzlich, sondern nur theilweise von Salzsäure zersetzt. Rammelsberg fand darin 40.83 zersetzbare Theile (a) und 59.14 unzersetzbare Theile (b). Die Zusammensetzung war von

	a.	b.	dem Ganzen.
Kieselsäure	18.39	39.91	57.37
Thonerde . .	12.11	11.69	24.25
Kalk	0.56	0.40	1.28
Magnesia . . .	0.17	—	0.27
Kali	4.10	6.84	11.09
Natron	5.50	0.30	5.72

Das Sauerstoffverhältniss $\dot{R} : \ddot{\underline{R}} : \dddot{Si}$ ist in a ungefähr 1 : 3 : 4.5, in b = 1 : 3 : 12. Die umgewandelten Leucite bestehen demnach aus ca. 40 pct. Nephelin (a) und ca. 60 pct. Sanidin (b). Die Zusammensetzung. des Ganzen zeigt fast genau das Sauerstoffverhältniss eines Kali-Natron-Leucit (1 : 3 : 8), es hat aber hier eine Spaltung desselben in Nephelin und Sanidin stattgefunden, ohne dass Bestandtheile weggeführt oder aufgenommen wären. G. Rose konnte zur Bestätigung Nephelin und Sanidin in messbaren Krystallen erkennen (Rammelsberg in Pogg. Ann. XCVIII. 1856. 133).

An diese Umwandlungsproducte des Leucit schliesst sich ein anderes an, welches in neuerer Zeit von Naumann bekannt gemacht worden ist. Auf einem Felde unweit der Kirche von Böhmisch-Wiesenthal, auf dem höchsten Rücken des Erzgebirges fand man ringsum ausgebildete 1—3" grosse Krystalle von regelmässiger und scharfkantiger Leucitoederform, welche aus einem krystallinisch-körnigen, stellenweise porösen Aggregat eines klinobasischen Minerals beste-

hen. Durch die Analysen von Bergemann und Carius ist es ausser Zweifel gestellt, dass dies Umwandlungsproduct Oligoklas ist; letzterer fand darin: Kieselsäure 58.60, Thonerde 20.71, Eisenoxyd 5.54, Kalk Spur, Magnesia 1.62, Kali 2.78, Natron 9.28, Wasser 1.75. Betrachtet man das Eisenoxyd und Wasser als beigemengten Brauneisenstein, so tritt die Oligoklaszusammensetzung noch deutlicher hervor. Die Grundmasse, in welcher diese Pseudomorphosen eingewachsen sind, ist nach Blum reich an kleinen Leuciten und enthält ausserdem andere kleine Kryställchen, welche vielleicht Nosean sind. Nach Naumann ist diese leucitophyrartige Masse wahrscheinlich ein gangartiges Gebirgsglied, welches in dem dortigen Basalte aufsetzt und unter jenem Felde ansteht, die pseudomorphen Krystalle und ihre Matrix stellen übrigens dieselbe Substanz dar. Vgl. Naumann, Neues Jahrb. f. Min. 1860. 61, und 1861. 59.; Blum, Pseudomorphosen III. 1863. 71.

Die Leucitophyre sind hauptsächlich an die neuern, theils erloschenen, theils noch thätigen Vulkane der italienischen Halbinsel gebunden. Im Albaner-Gebirge bei Rom, in der Umgegend von Acquapendente und Borghetto, an dem erloschenen Vulkan von Roccamonfina kennt man ausgezeichnete Leucitophyre von deutlicher krystallinischer Zusammensetzung. Auch die meisten neuern Laven des Vesuv sind Leucitophyre (z. B. Laven von 1811, 1834, 1855, 1858), welche indess gewöhnlich eine sehr feinkörnige Zusammensetzung besitzen und die Leucite nur als kleine aschgraue Körner enthalten; grössere und deutlichere Leucitkrystalle finden sich in den Vesuvlavaströmen von 1822, 1828 und 1832. Monticelli und Covelli schätzen in den östlicher gelegenen Lavaströmen von 1822 das Mengenverhältniss des Leucit zu dem der übrigen Bestandtheile wie 6 : 1 (d. Vesuv, deutsche Uebers. 154). Grosse Leucitkrystalle mit sehr scharfen Augitkrystallen zeigen sich in der porösen Lava vom 22. März 1828. Auch die Aschen und vulkanischen Sande des Vesuv enthalten Leucitkrystalle und Leucitkörner. Am 22. April 1845 ward eine grosse Menge frischer, regelmässig ausgebildeter, glasglänzender und durchscheinender Leucitkrystalle bis zur Grösse einer kleinen Nuss ausgeworfen, zugleich mit Augitkrystallen, deren Länge bis auf 7 Millim. steigt.

Bei Rieden in der Umgegend des Laacher Sees erscheinen die Nosean-Leucitophyre sowohl als Blöcke im Tuff, welche bis-

weilen Klaftergrösse erreichen, als auch anstehend (am südlichen Abhang der Hardt und am Schorenberg).

Am Eichberg bei Rothweil am Kaiserstuhl im Breisgau.

Mit v. Cotta möchte man die auf das pseudomorphe Vorkommen von Böhmisch-Wiesenthal gegründete Vermuthung theilen, dass es auch noch ältere Leucitgesteine geben mag, deren Leucit mit undeutlicher oder gänzlich entstellter Form in Feldspath umgewandelt ist. Leucitophyre sind bis jetzt noch nirgends in den vulkanischen Gebirgen des neuen und dem asiatischen Theile des alten Continents aufgefunden worden (A. v. Humboldt's Kosmos IV. 479).

L. v. Buch, Leucitkrystalle, Gilberts Annalen VI. 53.
Breislak, Lehrb. d. Geologie III. 292.
Fr. Hoffmann, Karstens Archiv XIII. 183.
Dufrénoy, Memoire pour servir à une descript. géol. d. l. Franc. IV. 1838. 368.
Abich, Nat. u. Zusammenh. d. vulk. Ersch. 1841. 126.
Pilla, Comptes rendus XXI. 1845. 326 u. N. Jahrb. f. Min. 1846. 341.
Ch. St. Cl. Deville, Bull. de la soc. géol. (2) XIII. 1856. 612.
Wedding, Zeitschr. d. d. geol. Ges. X. 1858. 395. (Anal.)
Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 503.
Schill, Leucitoph. von Rothweil am Kaiserstuhl, G. Leonhards Beiträge z. miner. Kenntn. v. Baden III. 1854. 46.
vom Rath, Nosean-Leucitophyr von Rieden, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 90.

Hauynophyr

nannte Abich ein hauynhaltiges Gestein von Melfi in Italien, welches in naher Verbindung mit Leucitophyren steht.

In den augitischen steinartigen dunkelgrauschwarzen, meist etwas porösen Laven des Vultur findet sich als charakteristische Beimengung neben sehr häufigen schwarzen Augitkrystallen Hauyn, dessen Menge bis zu einem Fünftel der Lava ansteigt. Die Hauynkrystalle sind sehr klein, oft kaum so gross, dass man das Rhombendodekaeder, ihre blaue Farbe und ihren Glasglanz erkennen kann; die Verwitterung wandelt sie in eine weisse erdige Masse um. Nicht zersetzte Krystalle kommen auf dem Gipfel, am südöstlichen Fusse des Pizzuto di Melfi, auf dem Pizzuto di S. Michele vor; Olivin, Glimmer, seltener Leucit sind auch in diesen Laven des Vultur sichtbar.

Hauynreicher ist die zwischen Tuffschichten lagernde Lava

des fast kreisrunden, oben abgeflachten Vulkan, auf dem Melfi selbst steht, nordöstlich vom Vultur, von Abich Hauynophyr genannt. Der Hauyn findet sich darin verschieden gefärbt, schwarz (Nosean, manchmal ¼ Centimeter dick), grün, roth und blau, am Fusse des Castells sind blaue, innen rothe Hauyne sehr häufig.

Rammelsberg untersuchte eine feinporöse Masse, in welcher blaue und braune Hauyne zahlreich vertheilt, ausserdem sehr dünne, braune Augitnadeln, auch Olivinkörnchen, Glimmerblättchen und Leucitkörnchen erkennbar waren und fand darin: Kieselsäure 42.46; Thonerde 18.49; Eisenoxyd 3.35; Eisenoxydul 6.13; Kalk 8.70; Magnesia 3.64; Kali 4.58; Natron 7.12; Glühverlust 2.31; Chlor 0.52; Schwefelsäure 2.44. Aus der Schwefelsäure berechnet sich der Hauyngehalt zu 21.97 pct.

Am linken Melfita-Ufer am Hügel le Braidi östlich vom Vulkan von Melfi erscheint ein Lavastrom von hellaschgrauer Farbe, dessen dichte Masse nach Palmieri und Scacchi einige wenige Krystalle von Sanidin und viele kleine Krystalle von trübem weissem oder blaugrünem, glasglänzendem Hauyn enthält, und welche sie als Hauyntrachyt bezeichneten.

Die Nephelinitlava von Niedermendig am Laacher See ententhält auch Hauyn (S. 262).

Abich, N. Jahrb. f. Min. 1839. 337.
Palmieri und Scacchi, Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 1853. 21.
Rammelsberg, Zeitschr. d. d geol. Ges. XII. 1860. 275.
Scacchi, Della regione volcanica del Monte Vulture, Napoli 1852.

Gesteine der Basaltfamilie.

Dolerit.

(Mimesit, basaltischer Grünstein z. Th., Flötzgrünstein).

Von Hauy nach dem griechischen δολερός genannt wegen seiner trügerischen Aehnlichkeit mit Grünstein, namentlich mit Diorit.

Ein krystallinisches Gemenge, bestehend vorwiegend aus Labrador und Augit, mit wenigem titanhaltigem Magneteisenerz. Meistens sind die Dolerite nicht frei von einer innigen Beimengung von kohlensaurem Eisenoxydul und Kalk, den Producten beginnender Zersetzung.

Es gehört zum Wesen der Dolerite, dass das Gemenge grob-

oder mittelkörnig ist, so dass man die einzelnen zusammensetzenden Mineralien mit blossem Auge deutlich unterscheiden und erkennen kann. Der Labrador stellt sich in glänzenden Täfelchen dar von weisser oder hellgrauer Farbe, der Augit in kurzen, schwarzen oder grünlichschwarzen Säulchen, das Magneteisenerz ist meist so fein im Gemenge vertheilt, dass man die Stäubchen nicht zu unterscheiden im Stande ist, bisweilen aber auch erscheint es in erkennbaren Oktaedern oder Körnchen. Die Gegenwart des Magneteisens vermag man durch Ausziehen desselben aus dem Doleritpulver vermittelst des Magnetstabes, oder durch Ablenkung der Magnetnadel nachzuweisen. Die beigemengten Carbonate entziehen sich stets dem Auge und lassen sich durch das Aufbrausen mit Säuren erkennen.

Von den beiden Hauptgemengtheilen ist in der Regel der Labrador der vorherrschende, und der Augit tritt gewöhnlich zurück. Nach Ludwig gibt es zwischen der Rhön, dem Spessart und dem Vogelsgebirge Doleritvarietäten, welche äusserst labradorreich sind: der Dolerit vom Steinfirst enthält 88—90 pct. Labrador, 4—2 pct. Augit, der vom östlichen Gipfel des Hopfenbergs 77 pct. Labrador, 11 pct. Augit, (Jahresb. d. Wetter. Gesellsch. f. ges. Nat.-Kunde 1848. 10). Rammelsberg berechnete die Zusammensezzung des von Heusser analysirten Dolerit vom Meissner in Kurhessen zu 47.60 Labrador, 49.60 Augit, und Magneteisen als Rest; dagegen fand Bergemann in dem von ihm untersuchten Dolerit vom Meissner nur etwas über 9 pct. Augit und auch Steininger war der Ansicht, dass dieses Gestein aus vorherrschendem Feldspath und Magneteisen und nur wenig Augit bestehe (Geogn. Beschr. d. Land. zw. Saar u. Rhein 1840. 5). Bei dem Vorwiegen des Feldspaths ist die Farbe des Dolerit natürlicherweise eine lichtere als bei grösserm Augitgehalt. Doch kommen auch in Island Doleritvarietäten vor, in denen der Augit den Labrador beträchtlich an Menge überwiegt, wovon man sich an den körnigen dunkelschwarzen Handstücken überzeugen kann; auch berechnete Rammelsberg die Zusammensetzung eines durch Auerbach analysirten Dolerit von Island zu 38.18 Labrador, 61.82 Augit. Das titanhaltige Magneteisen ist immer in einer gegen jene beiden Gemengtheile zurückstehenden Menge vorhanden.

Unter den Doleriten Islands und der Faeröer hat man Varie-

täten gefunden, in denen Bronzit-, Diallag- und Hypersthen- ähnliche Mineralien an Stelle des Augit erscheinen (vgl. Krug von Nidda, Karstens Archiv VII. 1834. 505 und Durocher, Annales des mines (3) XIX. 1841. 549); namentlich sind dies solche Gesteine, in denen der augitische Gemengtheil verhältnissmässig stark vertreten ist.

Treten aus einem gleichmässig körnigen Gemenge einzelne grössere und regelmässiger ausgebildete Krystalle von Augit oder Labrador hervor, so gewinnt der Dolerit einen porphyrartigen Habitus. Vorzugsweise sind es Augite, welche so in grössern Krystallen eingesprengt vorkommen, z. B. zu Rothweil und am Lützelberg bei Sasbach am Kaiserstuhl, wo die Augite stets durch die vorherrschende Querfläche tafelartig sind (nach v. Leonhard), in der Kupfergrube von Fernbreitenbach, zwei Meilen westlich von Eisenach (nach Senft). Macculloch gedenkt einer eigenthümlichen Erscheinung in den Doleriten der Insel Rum und den Shiantsinseln bei Schottland (erstere südlich, letztere nördlich von Skye gelegen), in denen die porphyrartig ausgeschiedenen Augitkrystalle untereinander völlig parallele Richtungen verfolgen, derart, dass eine Anzahl solcher Krystalle gleichsam zu einem einzigen Individuum zusammengeordnet ist (Descript. of the west. islands I. 439. 485).

Das specifische Gewicht der Dolerite schwankt zwischen 2.75 und 2.96 und beträgt im Mittel 2.8; es ist z. B. bei dem

Dolerit vom Meissner in Kurhessen . . . 2.753, v. Leonhard;
Dolerit von Teolo in den Euganeen . . . 2.812, vom Rath;
Dolerit von Londorf in Hessen . . . . . . 2.869, Engelbach;
Dolerit v. d. Pflasterkaute bei Eisenach 2.7636, v. Leonhard.

Die Dolerite sind demnach im Durchschnitt etwas leichter als die Basalte.

Was die accessorischen Gemengtheile betrifft, so ist vor Allem anzuführen, dass der für die eigentlichen, dicht erscheinenden Basalte gewissermassen charakteristische Olivin in den deutlich gemengten Doleriten meist zu den Seltenheiten gehört. Sterry Hunt erwähnt einen Dolerit von Rougeville und Montarville in Canada, ein granitartig gemengtes Aggregat von Feldspath, Augit und Olivin (Kieselsäure 37.17; Magnesia 39.68; Eisenoxydul 22.54), in welchem letzterer sogar vorwaltet, indem er 45 pct. desselben ausmacht. (Descriptive catalogue of Canadian rocks zur Londoner

Ausstellung 1862.) Nephelin in glasglänzenden, hellgrauen und bläulichgrauen Krystallen mit sechseckigem oder rechteckigem Querschnitt, vermittelt den Uebergang zum doleritischen Nephelinit. Senfts Angabe von grauem Sodalith, welcher in kleinen zusammengehäuften Körnern oder oktaedrischen Krystallen, an der Eibelspitze und bei Oberbergen am Kaiserstuhl in solcher Menge eingesprengt sei, dass er fast den Labrador verdrängt, ist nach Fischer zweifelhaft. Schwarzer Granat oder Melanit in scharf ausgebildeten Rhombendodekaedern bei .Oberbergen am Kaiserstuhl. Leucit, in kleinen Krystallen, Nieder-Rothweil am Kaiserstuhl in dem melanithaltigen Dolerit. Faujasit in kleinen Oktaedern, Pflasterkaute bei Eisenach, Annerode bei Giessen, Lützelberg am Kaierstuhl. Hornblende, hier und da neben dem Augit vorhanden, z. B. am Brinkenköpfchen bei Kelberg in der Eifel, Limburg am Kaiserstuhl. Braune und schwarze Glimmerblättchen nicht selten, z. B. an der Kupfergrube in der Umgegend von Eisenach, Horberigsberg bei Oberbergen am Kaiserstuhl, Eisenkies in kleinen Körnchen, Eisenglanz in Blättchen.

Hohlräume, welche sich im Dolerit finden, sind mit mancherlei Mineralien ganz oder zum Theil angefüllt, mit strahligem Natrolith, mit Stilbit-, Analcim-, Kalkspathkrystallen, Sphärosiderit u. s. w. Auch Hyalithtropfen und traubige Hyalithrinden bedecken die Innenwände solcher Hohlräume.

Die Dolerite besitzen meistens auch einen kleinen Wassergehalt, der wohl erst im Laufe der Zeit in das Gestein seinen Weg gefunden hat. Der grösste Wassergehalt, den die Analysen aufführen (4.7 pct.), ist dem Dolerit von Hesslerbuck bei Schelingen am Kaiserstuhl (nach Schill) eigen.

Behandelt man den Dolerit mit Salzsäure, so ist zu erwarten, dass ein Theil seiner Bestandtheile, das Magneteisen und die Carbonate von Eisenoxydul und Kalk sich darin auflösen werden, aber auch der Feldspath und selbst der Augit widerstehen der Einwirkung der Säure nicht gänzlich. Bergemann, welcher zuerst auf diese theilweise Zersetzbarkeit des Dolerit und auf seinen Gehalt an Carbonaten aufmerksam machte, ging von der Ansicht aus, dass der Rückstand den ganzen Labrador- und Augitgehalt darstelle; er untersuchte zwei Dolerite, vom Meissner in Hessen und von der Aulgasse bei Siegburg unweit Bonn und erhielt folgende Resultate:

Dolerit vom Meissner.

löslich 44.32.		unlöslich 57.18.	
Kohlensaurer Kalk . . .	2.72	Labrador	47.91
Kohlensaures Eisenoxydul	8.57	Augit	9.27
Magneteisen	8.93		
Unbestimmtes Silicat . .	22.21		
Wasser	1.89		

Dolerit von der Aulgasse bei Siegburg.

löslich 34.09.		unlöslich 65.50.	
Kohlensaurer Kalk . . .	6.74	Labrador	30.06
Kohlensaures Eisenoxydul	21.01	Augit	35.43
Magneteisen	3.61		
Unbestimmtes Silicat . .	2.73		

Es ist wohl kaum zweifelhaft, dass jenes »unbestimmte Silicat«, welches sich im löslichen Theile findet, von einer theilweisen Zersetzung des Labrador und Augit durch die Salzsäure herrührt, und weil auf diese Weise Labrador und Augit nicht scharf von den übrigen Gemengtheilen getrennt werden können, liefert der eingeschlagene Weg zur Ermittelung der Quantitätsverhältnisse der zusammensetzenden Mineralien nur unsichere Daten; überdies weist die beträchtliche Menge der Carbonate darauf hin, dass die untersuchten Dolerite schon mancherlei Zersetzungsprocessen ausgesetzt waren. Wie wenig man von dem frischen Aussehen eines Dolerit auf seinen wirklich unzersetzten Zustand schliessen darf, zeigt der vom Meissner in Hessen, welcher als ein Normaldolerit geltend, und keineswegs verwittert erscheinend, gleichwohl eine nicht unbedeutende Menge von Carbonaten enthält (11.29 pct., Bergemann).

Analysen von ächten Doleriten sind nur in spärlicher Anzahl angestellt worden, weil dieselben eine weit geringere Verbreitung besitzen als die verwandten feinkörnigen und scheinbar dichten Gesteine.

I. D. vom Meissner in Kurhessen, Heusser, Poggend. Ann. LXXXV. 1852. 299.

II. D. vom Schiffenberg bei Giessen in Hessen, Wrightson, Ann. d. Chemie u. Pharm. LIV. 1845. 358.

III. D. vom Brinkenköpfchen bei Kelberg in der Eifel, ziemlich

feinkörnig, Hornblende neben Augit, spärlich Olivin, Magnetkies. Zirkel, Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. XI. 1859. 539.

IV. D. vom Esjagebirge bei Reikjavík, Island; grobkörnig. Bunsen, Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 202.

V. D. von Strömöe (Faeröer) krystallinisch-körnig, mit deutlichem Labrador. Streng, Poggend. Ann. XC. 1853. 110.

VI. Dolerit von Teolo in den Euganeen, feinkörnig, dunkelgrünlich- oder bräunlichschwarz, nach Abzug des Magneteisens. G. vom Rath, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. XVI. 1864. 498.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	48.00	53.12	51.86	50.05	49.40	53.54
Thonerde	16.28	6.14	19.03	18.78	14.42	11.69
Eisenoxydul . . .	15.55	17.65	14.62	11.69	16.27	13.77
Kalk	9.50	9.89	7.09	11.66	10.34	8.69
Magnesia	3.85	6.66	4.02	5.20	5.86	5.50
Kali	2.01	1.83	Spur	0.38	0.34	0.46
Natron	2.01	1.33	3.14	2.24	2.28	4.96
Wasser	2.80	1.93	—	—	2.41	1.39
Schwefelsäure . .	—	0.86	Spur	—	—	—
	100.00	99.41	99.76	100.00	101.32	100.00

Der von Heusser analysirte Dolerit I. des Meissner und die Analyse desselben von Bergemann stimmen recht gut zusammen, wenn man das Eisenoxydul und den Kalk, welche von Bergemann als Carbonate extrahirt wurden, in die Analyse aufnimmt. Auch sonst stimmen die angeführten Dolerite wohl untereinander überein; der verhältnissmässig hohe Kieselsäuregehalt in VI. ist wohl durch die vorherige Aussonderung des Magneteisens herbeigeführt; auffallend ist die sehr geringe Menge von Thonerde in II., die auf ein starkes Vorwiegen des Augit (und des Magneteisens, wegen des hohen Eisengehalts) zu verweisen scheint; IV. ist eines der »normalpyroxenischen Gesteine« Bunsens (Bd. I. 454).

Der Feldspath aus dem Doleritporphyr der Faeröer enthält nach Forchhammer: Kieselsäure 52.52; Thonerde 30.03; Eisenoxyd 1.72; Kalk 12.58; Magnesia 0.19; Natron 4.51; (Spec. Gew. 2.68), woraus sich das Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 5.7 ergibt.

Zu den ausgezeichnetsten deutlich krystallinisch-körnigen Doleriten, welche unter den basaltischen Gesteinen keineswegs häufig sind, gehören die vom Meissner in Kurhessen (besonders schön am

Altarstein und an der Kalbe); die von der Kupfergrube, zwei Meilen westlich von Eisenach; die aus der schwarzen Schlucht und vom Strzizowitzer-Berge bei Aussig (nach A. E. Reuss, Umgebungen von Teplitz u. Bilin 1840. 179); die vom Kaiserstuhl im Breisgau, sowie manche Varietäten der Faeröer und Islands. Das meist als Dolerit angeführte Gestein von der Löwenburg im Siebengebirge scheint eher den augitischen Andesiten zugerechnet werden zu müssen, indem vom Rath die begründete Vermuthung ausspricht, dass sein Feldspath nicht Labrador, sondern Oligoklas sei (vgl. S. 228).

Durch allmähliches Feinerwerden der Gemengtheile geht der Dolerit durch den Anamesit in den eigentlichen Basalt über. Man kann folgende Hauptvarietäten des Dolerit unterscheiden:

Körniger Dolerit z. B. am Meissner, Hoherain, Schwarzbachsschlag, Gundhelm, Hopfenberg bei Schwarzenfels u. a. O. bei Oberzell unfern Schlüchtern in Hessen; Umgegend von Thorshavn auf Strömöe (Faeröer) und von Reykjavík (Island).

Porphyrartiger Dolerit, z. B. zu Amoltern, am Weg von Kichlinsbergen nach Oberbergen und Sponeck am Kaiserstuhl.

Doleritmandelstein.

Doleritlava, deren Verhältnisse weiter unten erörtert werden.

Die Absonderungs- und Lagerungsverhältnisse des Dolerit werden zusammen mit denen des Basalt besprochen.

Anamesit

nennt man nach dem Vorgange C. v. Leonhard's basaltische Gesteine von so feinkörniger Zusammensetzung, dass man mit blossem Auge nur noch die krystallinische Ausbildung überhaupt wahrzunehmen vermag, die einzelnen Gemengtheile aber nicht mehr deutlich von einander unterscheiden kann. »Anamesite sind Dolerite, deren Elemente meist bis zum Unerkennbaren gemengt erscheinen, Gesteine, die zwischen dichten Basalten und ausgezeichneten Doleriten in der Mitte stehend, bald erstern bald letztern in gewissen Merkmalen näher treten.« Die sehr feinkörnigen Anamesite erscheinen einfarbig, grünlichgrau, graulichschwarz, bräunlichschwarz. Mit der Loupe nimmt man meistens hier und da etwas deutlicher die krystallinisch-körnige Zusammensetzung wahr. Die mineralischen Bestandtheile sind dieselben, wie die der Dolerite, nämlich Labrador, Augit, Magneteisenerz. Meistens schei-

nen auch sie den Labrador als vorwaltenden Gemengtheil zu besitzen und das Zurücktreten des Augit gibt sich alsdann in der lichtern, grünlichgrauen Färbung kund. Der Olivin ist, wie in den Doleriten, so auch in diesen Anamesiten meistens selten, gewisse hellgefärbte isländische Anamesite enthalten diesen accessorischen Gemengtheil indessen häufig.

Das specif. Gewicht der Anamesite fällt nach v. Leonhard zwischen 2.75 und 2.88; (z. B. Anamesit von Wilhelmsbad und Steinheim bei Hanau haben 2.836 und 2.791, A. vom Riesendamm, (Giants causeway), Irland 2.878); doch gibt es auch Anamesite mit höherm spec. Gewicht, z. B. Anamesit von der Fingalshöhle auf Staffa 2.957 (v. Dechen), Anamesit von den Faeröer 3.065 (Durocher). Wie die Dolerite, sind die Anamesite wasserhaltige Gesteine. Die Unterscheidung in trapps anhydres und trapps hydratés (wohl zeolithhaltig), welche Durocher an den Anamesiten von den Faeröer macht, (Annal. des mines (3) XIX. 1841. 559) scheint sich nicht durchführen zu lassen.

Die Anamesite sind bei weitem verbreiteter als die eigentlichen deutlich krystallinischen Dolerite. Namentlich die basaltischen Gesteine des nördlichen Europa, die von Irland, Schottland, den Faeröer, Island, welche man früher (und sogar mitunter jetzt noch), mit zahlreichen andern gründlich verschiedenen Gesteinen zusammenwarf und unter dem unbestimmten und vagen Namen Trapp (dem »cloak for ignorance, which saves the trouble of investigation«, wie Macculloch sich bezeichnend ausdrückte) oder basaltischer Grünstein befasste, sind grösstentheils als ächte Anamesite ausgebildet; die vollständig homogen erscheinenden Basalte sind dort weniger häufig. Aus solchem feinkörnigen Anamesit bestehen z. B. die prachtvollen Säulenreihen des Riesendamms und der Vorgebirge Bengore und Fairhead in Irland, die colossalen Pfeiler der berühmten Fingalsgrotte auf der schottischen Insel Staffa und die gigantischen Colonnaden von Stapi auf der Südseite der Snaefellsjökull-Halbinsel in Island. In Deutschland erscheint ausgezeichneter Anamesit z. B. bei Steinheim unweit Hanau.

In chemischer Hinsicht unterscheiden sich natürlicherweise die Anamesite nicht von den Doleriten, da sie nur eine Texturverschiedenheit darstellen.

I. Anamesit, feinkörnig, schwarzgrün vom Riesendamm (Giants

causeway) in Nordirland. Streng, Poggend. Ann. XC. 1853. 114.

II. A. feinkörnig, grünlichschwarz von der Fingalshöhle auf Staffa. Streng, ebendas.

III. A. grünlich von den Faeröer (Trapp hydraté). Durocher, Annal. des mines (3) XIX. 1841. 559.

IV. A. schwarzgrau, aus der Umgebung von Kalmanstúnga, Island. Bunsen, Poggend. Annal. LXXXIII. 1851. 209.

V. A. vom Hof Hvammr, unter dem Baulaberg, Island. Kjerulf in Nyt Magaz. f. Naturvid. VIII. 1855. 89; sehr magneteisenreich.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	52.13	47.80	46.80	53.08	52.52
Thonerde	14.87	14.80	14.40	28.70 (Thonerde, Eisenoxyd, Eisenoxydul)	12.28
Eisenoxyd	—	—	2.30		21.55 (Eisenoxyd, Eisenoxydul)
Eisenoxydul	11.40	13.08	9.90		
Manganoxydul	0.32	0.09	2.80	—	—
Kalk	10.56	12.89	10.16	9.92	8.67
Magnesia	6.46	6.84	9.53	5.32	1.26
Kali	0.69	0.86	1.16 (Kali, Natron)	0.61	0.29
Natron	2.60	2.48		2.37	2.71
Wasser	1.19	1.41	3.00	—	1.00
	100.22	100.25	100.05	100.00	100.28

Folgende Anamesitvarietäten lassen sich unterscheiden:

Einfacher oder gewöhnlicher Anamesit, feinkörnig erscheinendes Gestein ohne Krystalleinsprenglinge, Hohlräume und Mandeln.

Porphyrartiger Anamesit mit eingesprengten grössern Labrador-, seltener Augitkrystallen.

Blasiger und schlackiger Anamesit, von unregelmässigen Hohlräumen durchzogen, deren Innenwand bisweilen verschlackt ist.

Mandelsteinartiger Anamesit, Anamesitmandelstein, enthält als Ausfüllung von Hohlräumen Mandeln von Zeolithen, Kalkspath, Chalcedon, Grünerde u. a. Mineralien.

Anamesitlava findet ihre Besprechung am Schluss der Basalte.

Ueber die Lagerungs- und Absonderungsverhältnisse der Anamesite vgl. die der Basaltgesteine überhaupt.

Basalt.

(Basanit, Trapp z. Th.).

Der Basalt ist ein dunkelgefärbtes scheinbar gleichartiges Gestein, welches die Gemengtheile des Dolerit im unerkennbar feinkörnigen Zustande enthält, und wesentlich aus Labrador, Augit, und titanhaltigem Magneteisenerz besteht, sehr häufig aber in seinem Gemenge noch zeolithische Substanzen, sowie Carbonate von Kalk und Eisenoxydul besitzt. Die Kenntniss der mineralogischen Zusammensetzung der Basalte, für welche neuerdings mikroskopische Dünnschliffe mit Erfolg angewendet werden, ist indessen noch keineswegs als abgeschlossen zu betrachten und gar manche der zum Basalt gerechneten Vorkommnisse werden sich als nephelin- oder anorthitführend erweisen. In der scheinbar dichten Masse treten bisweilen porphyrisch eingesprengt erkennbare krystallinische Körner eines zwillingsgestreiften Feldspaths, von Olivin, Augit und Magneteisenerz hervor.

Seines sehr dicht erscheinenden Aussehens wegen hielt man den Basalt früher für eine einfache, in der Mineralogie zu behandelnde Mineralsubstanz, bis (1815) Cordier, welcher das geschlämmte Pulver von Basaltlaven unter dem Mikroskop untersuchte, dieselben Gemengtheile in dem Basalte wiederzufinden glaubte, welche erkennbar der Dolerit enthält. Auf Grund dieser Vermuthung berechnete Hessel (Mineralog. Taschenbuch 1824. 119) die Analyse eines von Klaproth untersuchten böhmischen Basalt auf die Mineralien des Dolerit und fand, dass diese Interpretation zulässig sei. Nebenbei erhielt diese Ansicht noch dadurch eine Stütze, dass an vielen Stellen ein allmählicher Uebergang zwischen kryptokrystallinischem Basalt und phanerokrystallinischem Dolerit nachgewiesen wurde. Die genauen, meist mit einer Interpretation verbundenen Analysen des Basalt, welche von C. Gmelin 1832 begonnen, von Löwe, Girard, v. Bibra, Gräger, Sinding, Petersen, Ebelmen, Baumann, Rammelsberg, Schmid, Bergemann u. A. ausgeführt wurden, haben später sehr viel zur genauern Kenntniss nicht nur der chemischen, sondern auch der mineralogischen Zusammensetzung den Basalte beigetragen. Von der Interpretation der Analysen und den dadurch gewonnenen mineralogischen Resultaten wird noch ferner die Rede sein.

Die Basalte sind immer von schwarzer Farbe, welche ohne Zweifel durch den starken Gehalt an feinen Augittheilchen und Magneteisenkörnchen herbeigeführt wird. Graulichschwarz und bläulichschwarz sind die vorherrschenden Nuancen, seltener erscheinen grünlichschwarze oder schwarzgraue und dunkelbraune Varietäten. Die oberflächliche Verwitterungsrinde ist erst aschgrau, dann lederbraun. Der Bruch ist uneben und splitterig, im Grossen flachmuschelig. Durch den Magnet wird aus dem feinen Pulver Magneteisen ausgezogen. Das spec. Gewicht ist wegen des Augit- und Magneteisengehalts ein hohes, es schwankt um 3 und bewegt sich meistens zwischen 2.9 und 3.1; die Extreme, welche man beobachtet hat, sind 2.759 (A. E. Reuss, B. von Wannow bei Aussig) und 3.225 (Hoffmann, B. von Stolpen). Das mittlere spec. Gewicht der Basalte des böhmischen Mittelgebirges fand Reuss zu 2.925. Dass die Basaltmasse auch ausgeschiedene Krystalle enthält, ward schon oben bemerkt; zolllange Labradorkrystalle von fleischrother Farbe finden sich z. B. im Basalt von Seesitz im böhmischen Mittelgebirge, sehr zierliche bis 2 Linien lange gestreifte Feldspathe z. B. an dem Lühusberg bei Muffendorf unweit Bonn.

Der Olivin ist der charakteristischste unter den accessorischen Gemengtheilen des Basalt, ja Manche haben ihn unter die wesentlichen Gemengtheile gezählt; er bildet glasglänzende, ölgrüne, tropfenähnliche Körner (selten deutliche Krystalle, z. B. am stepanower und hrobschitzer Berge, am Kaninchenberge bei Radowess und Mireschowitz, bei Schwindschitz und Liebschitz im böhmischen Mittelgebirge nach A. E. Reuss) und rundliche körnige Aggregate von der Grösse einer Nuss bis über Faustgrösse (z. B. Unkel am Rhein, Rentières in der Auvergne); bei Naurod nördlich von Wiesbaden erreichen Olivinkugeln die Grösse von zwei Fuss. Die Ansicht von Leopold v. Buch und Gustav Bischof, dass die Olivinkugeln der Basalte und Basaltlaven innerhalb der flüssigen Gesteinsmasse bereits als feste Körper präexistirt haben, ist gewiss für manche Fälle richtig, z. B. für jene zerspaltenen und durch Basaltmasse wieder verkitteten Olivinkugeln, welche sich bei Unkel finden; Naumann macht aber mit Recht darauf aufmerksam, dass die um und um ausgebildeten unversehrten Olivinkrystalle jedenfalls ursprünglich aus der noch flüssigen Basaltmasse ausgeschieden sein müssen. Der Olivin erscheint vorzugsweise in den sehr dichten und

fast schlackigen Basalten; während er aber in vielen Basaltterrains ausserordentlich häufig ist und in keinem Handstück vermisst wird, gibt es andere Basaltdistricte, wo er nur sehr spärlich eingesprengt ist, oder ganz zu fehlen scheint, z. B. das nördliche Irland, manche Gegenden der Rhön; auch in Island sind die Basalte nahezu stets olivinfrei. Wo hier der Olivin im Basalt auftritt, da geschieht es meist nur in bestimmten Schichten, in denen er aber auch dann in übergrosser Menge vorkommt. So erscheint in einem Seitenthale am Berge Baula bei Dalsmynni der Olivin so häufig, dass die Grundmasse fast ganz verschwindet, in dicht neben einander liegenden, an der Oberfläche metallartig glänzenden Körnern.

Hornblende findet sich bisweilen unter den accessorischen Gemengtheilen als sog. basaltische Hornblende von braunschwarzer oder pechschwarzer Farbe; mitunter kommen in demselben Basalt Krystalle von Augit und Hornblende zusammen vor, wobei dann die letztere sich durch ihre stark glänzenden Spaltungsflächen unterscheidet. Solche Basalte, in denen beide Mineralien nebeneinander eingesprengt erscheinen, kennt man z. B. von Härtlingen u. a. O. im Westerwald, von Schima und Kostenblatt in Böhmen, von dem Heilenberg und Gickelsberg in Sachsen. Hornblende und Augit liegen zusammen auch in der Lava des Bellenbergs bei Mayen, bei Bassenheim am Fuss des Camillenbergs und am Reinertsberge bei Brück in der Umgegend des Laacher-Sees. Erbreich erwähnt von den Basalten des Westerwaldes, dass die Augitkrystalle in ihnen scharfkantig und geradflächig, die Hornblendekrystalle dagegen an den Kanten abgerundet und krummflächig sind. Selten ist dunkelgelber bis dunkelbrauner Glimmer oder tombakbrauner Rubellan, namentlich zeigt er sich in Basaltlaven, z. B. in ausgezeichneten und grossen Tafeln in den Laven vom Veitskopf, am Krufter Ofen (Stöckershöhe) und zwischen Volkesfeld und dem Norberg am Laacher-See; nach Gutberlet findet sich Glimmer eingewachsen im Basalt des Habichtswaldes und an andern Orten im Kreise Cassel und Hofgeismar, sowie am Calvarienberg bei Fulda (N. Jahrb. f. Min. 1846. 161). Reuss erwähnt ihn an mehrern Punkten des böhmischen Mittelgebirges (Umgebungen von Teplitz und Bilin 1840. 174). Bronzit, in den Unkeler Steinbrüchen bei Oberwinter am Rhein gefunden, auch an der Hardt am Lohrberg im Siebengebirge.

Schlackiges titanhaltiges Magneteisen in muschelig brechenden Körnern, manchmal nussgrossen Stücken, z. B. in den rheinischen Basalten nicht selten. Magnetkies bei Obercassel, Rolandseck und Oberwinter am Rhein. Eisenkies in den Unkeler Steinbrüchen (dort auch sehr selten schwarze Blende), an der Gierswiese im Siebengebirge. Eisenglanz als Eisenglimmer.

Hyacinth und Saphir schön am Jungfernberg und Weilberg im Siebengebirge, bei Oberwinter am Rhein; am Berge Croustet bei Expailly im Velay, dort auch rother Granat nach Burat und Poulett Scrope; des letztern Forschers Angabe (Memoir of the geology of Central-France 1827), dass der Basalt von Saint-Genest de Champanelle in Central-Frankreich Quarz als Körner und Krystalle eingesprengt enthalte, bedarf wohl näherer Bestätigung. Quarz, gewöhnlich von milchweisser Farbe erscheint als fremdartige Bruchstücke vielorts in den Basalten des Siebengebirges, z. B. am gr. Leyberg, an der Gierswiese, an der Spitze der Dollendorfer Hardt. v. Dechen erwähnt auch Sanidin als accessorischen Gemengtheil beim Quegstein im Siebengebirge. Die glasigen Feldspathe dagegen, welche sich in ellipsoidischen abgerundeten, eigrossen Stücken in dem Basalt des Hohenhagens zwischen Göttingen und Münden finden, sind nach Hausmann fremde emporgerissene Bruchstücke (N. Jahrb. f. Min. 1843. 350).

Nach Andrews kommt in Basalten der irländischen Grafschaft Antrim (z. B. des Hügels von Slievemish, der Maiden-rocks) mikroskopisch fein vertheiltes gediegen Eisen vor, weil der (in einem Porzellanmörser gepulverte) Basalt aus einer Kupfervitriollösung metallisches Kupfer niederschlägt, was durch Magneteisen nicht bewirkt wird (Chem. Gaz. 1852. 416). Nach Pagels ist dasselbe der Fall bei dem Basalt des Bärensteins unweit Annaberg in Sachsen; Reuss fand denselben Eisengehalt in manchen böhmischen Basalten (Sitzgsber. d. Wien. Ak. d. W. XXV. 1857. 545).

In manchen Gegenden Islands, z. B. bei der Laxelf unweit Reykjavík, enthält der Basalt pechschwarze glasartige Körner mit muscheligem Bruch; es scheint diese Substanz mit dem Tachylyt von Dransfeld im Vogelsgebirge übereinzustimmen und entweder ein glasartig erstarrter Augit zu sein, oder das durch raschere Abkühlung in diesen Zustand übergeführte Magma des Basalt selbst.

Manchmal finden sich innerhalb des dichten Basalt viele grös-

sere und kleinere, unregelmässig gestaltete Hohlräume; dieselben sind bald leer, bald theilweise mit Mineralien der verschiedensten Art ausgekleidet, welche auch Klüfte und Spalten des Gesteins auszufüllen pflegen. Die beginnende Zersetzung der Gemengtheile des Basalt ist es, welche die Entstehung dieser Mineralien hervorruft. Mitunter sind auch die frühern Hohlräume damit vollständig ausgefüllt und es gehen so die mandelsteinartigen Basalte hervor. Die Mineralien, welche sich an solchen Orten angesiedelt haben, sind vorwiegend Silicate, namentlich Zeolithe, doch finden sich darunter auch Carbonate:

Desmin (Strahlzeolith): Oberkamnitz in Böhmen, Härtlingen in Nassau, Faeröer, in Island sehr verbreitet, Kilpatrick- und Hinnoul-hills, Loch Eynort, Insel Staffa in Schottland, Antrim in Irland, Disko-Insel in Grönland. Stilbit oder Heulandit (Blätterzeolith): Lomnitz, Schima, Borislaw in Böhmen, Faeröer, Berufjord in Island, Kilpatrickhügel bei Dumbarton in Schottland; an vielen Punkten in den Basalten Neu-Schottlands. Auch Epistilbit, selten. Natrolith (Mesotyp z. Th.): Alpstein bei Sontra und Fulda in Kurhessen, Tyrol, Montecchio-Maggiore bei Vicenza, Böhmisch-Leipa, Obercassel und Unkel, Mendeberg bei Linz am Rhein, Puy de Marman in der Auvergne; Island, Faeröer, Grönland. Skolezit (Mesotyp z. Th.): Schottische Inseln Staffa und Mull, Faeröer, Island, Auvergne. Analcim: In den basaltischen Gesteinen der Cyclopeninseln bei Sicilien in schönen wasserhellen Krystallen, oft in solcher Menge, dass dieser Zeolith zwei Drittel des Gesteins ausmacht, welches deshalb von Gemellaro Analcimit genannt worden ist. Dalsnypen auf der Faerinsel Sandöe, Ostisland, Dumbarton und Friskyhall bei Glasgow in Schottland, Disko-Insel in Grönland; Härtlingen in Nassau, Leyberg im Siebengebirge, Böhmen, Tyrol, Castel Gomberto, Montecchio-Maggiore bei Vicenza; Poonah in Ostindien. Chabasit: Rübendörfel bei Aussig (1" gross), Kosakow, Oberkamnitz in Böhmen, Stolpen und Hohenstein in Sachsen, Härtlingen in Nassau, Mendeberg bei Linz und Unkeler Steinbruch bei Obercassel am Rhein; Tyrol; Giants causeway in der Grafschaft Antrim in Irland, Schottland, Faeröer, Island, Poonah in Ostindien. Levyn: Oberkamnitz in Böhmen; Hartfield Mass in der schottischen Grafschaft Renfrew, Glenarm in Irland; Dalsnypen (Faeröer), Skagestrand und Eyjafjord auf Island. Gmelinit. Apophyllit:

ausgezeichnet auf den Faerinseln Vagöe, Sandöe, Videröe, zu Dunseverie in Irland, Dunvegan auf der schottischen Insel Skye. Disko-Insel; Tyrol; Gierswiese im Siebengebirge; Castel-Gomberto bei Vicenza. Okenit: Disko-Insel in Grönland, Faeröer. Harmotom: Blaue Kuppe bei Eschwege und Schiffenberg bei Giessen in Hessen, Dumbarton in Schottland. Phillipsit: Mendeberg bei Linz am Rhein, Gierswiese bei Honnef und Goldkiste im Siebengebirge, Langenaubacher Thal und Härtlingen in Nassau, Annerode bei Giessen, Habichtswald bei Cassel, Calvarienberg bei Fulda, Stempel bei Marburg. Böhmen, Giants-Causeway in Irland. Laumontit: Kilpatrick-Hügel bei Dumbarton, Insel Skye in Schottland, Faeröer, Tyrol, Poonah in Ostindien. Thomsonit (Comptonit): Böhmen, Pflasterkaute bei Marksuhl in Thüringen; Loch Winnock und Dumbarton in Schottland (hier auch Edingtonit). Prehnit findet sich hier und da.

Sehr häufig sind Kalkspath, Aragonit, Sphärosiderit; auch treten auf Dolomitspath, Grünerde, Chlorophäit, Speckstein, Quarz, Amethyst, Chalcedon, Opal, Hyalith.

Gar manchmal erscheinen mehrere Mineralien zusammen in den Drusenräumen und es lässt sich alsdann oft von den Wänden nach dem Innern zu eine bestimmte, gesetzmässige Reihenfolge in der Uebereinanderlagerung derselben beobachten. So folgen in den Hohlräumen der Basalte des Siebengebirges nach v. Dechen aufeinander: Chalcedon, die innerste Bildung; Sphärosiderit, diesen gleichförmig überziehend, oder halbkugelige, strahlige Massen darauf bildend; Kalkspath als die innerste Bildung. G. Bischof macht darauf aufmerksam, dass so angeordnete Mineralien eine Bildung aus kaltem Wasser sein müssen, weil sich der eisenfreie kohlensaure Kalk erst abgesetzt hat, nachdem sich bereits das Eisen aus der Lösung ausgeschieden hatte. Wären die infiltrirenden Gewässer heiss gewesen, so würde kohlensaurer Kalk mit Eisenoxydhydrat sich als erste Bildung abgesetzt haben (Lehrb. d. ch. u. ph. Geol. I. Aufl. II. 820). Bei den Basalten des böhmischen Mittelgebirges ruht in den Hohlräumen der Kalkspath immer auf Comptonit, Mesotyp, Natrolith (A. E. Reuss, Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 172). Auch Breithaupt und Dana erwähnen dieses gesetzmässige und constante gegenseitige Ueberlagern der Mineralien in den Drusenräumen.

In der dichten Basaltmasse erscheinen dann und wann Körner

von eckiger oder rundlicher Gestalt, welche sich dadurch auszeichnen, dass sie meistens dunkler gefärbt sind, oft auch eine feine Strahlung besitzen. Im frischen Zustande des Gesteins ist ihre Umrandung häufig nicht deutlich und sie geben sich nur als dunklere Flecken zu erkennen, im verwitterten Gestein treten aber die Körner, deren Oberfläche alsdann gelblich wird, deutlicher hervor, so dass manchmal der Basalt ein kokkolithartiges Aussehen gewinnt. Senft hält die dunkler gefärbten Kügelchen für Concentrationen von magneteisenreichen Labradormassen und fand auch, dass sich die ausgezeichneten Kügelchen in dem Basalt der Stoffelskuppe bei Eisenach leichter lösten, als die umgebende Basaltmasse. Er schlägt für diese Ausbildungsweise den Namen rundkörniger oder sphärolithischer Basalt vor (Class. d. Felsarten S. 284). Bei der Nürburg unfern Adenau in der Eifel und bei Lauterbach im Vogelsgebirge erscheint diese Basaltvarietät ebenfalls in sehr deutlicher Ausbildung. Nach v. Cotta, der in dieser Erscheinung das Resultat einer Zersetzung zu sehen geneigt ist, kommt sie auch an den Basalten zwischen Arnsdorf und Steinschönau in Böhmen vor, Stache erwähnt körnig abgesonderten Basalt von Reps in Siebenbürgen, A. E. Reuss fand diese Varietät ausgezeichnet im böhmischen Mittelgebirge, z. B. bei Libochowitz am Hasenberge, an der Luhai bei Luschitz, an der Wostrai bei Rothaugezd; ihm gilt gleichfalls diese Bildung als eine schon ursprüngliche, welche auf einer ungleichen Vertheilung der Basaltbestandtheile beruht.

Die Basalte ergeben im Kölbchen erhitzt einen Wassergehalt, welchen Girard im Mittel zu 2.5 pct. bestimmte. Gmelin fand im Basalt von Stetten im Hegau 4.02, Girard in dem von Rognon bei Clermont 4.2, Schill in dem von Hohenhöwen (Hegau) gar 7.4 pct. Wasser. Dagegen gibt es auch gar manche Basalte, welche einen nur äusserst geringen Wassergehalt besitzen, worauf namentlich deshalb aufmerksam gemacht werden möge, weil man häufig den Wassergehalt der Basalte viel zu sehr überschätzt und darin ein Hauptunterscheidungsmerkmal von dem Dolerit und der basaltischen Lava sucht; so enthält der Basalt

vom Rosenbielchen bei Eschwege	0.73	(Gräger)
v. steinernen Haus, Rhön	0.84	(E. E. Schmid)
v. Steinsberg bei Sinsheim, Baden . . .	0.55	(C. Gmelin)
v. grossen Winterberg, Sachsen	0.65	(Kittredge)

v. Bollenreuth im Fichtelgebirge . . . 0.75 (Baumann)
v. Kreuzberg bei Striegau, Schlesien . . 0.60 (Streng) Wasser.

E. E. Schmid fand im Basalt vom Kreuzberg in der Rhön gar kein Wasser. Delesse wies in den von ihm untersuchten Basalten organische Substanz und Stickstoff nach, schon 1823 fand Knox bituminöse Substanzen in irischen und grönländischen Basalten.

Werden die Basalte im gepulverten Zustande mit Säuren übergossen, so findet fast immer ein Aufbrausen statt, indem vorhandene kohlensaure Salze zersetzt werden. Das Basaltpulver löst sich alsdann theilweise unter Absatz einer Kieselgallerte und eines grauen Pulvers.

Dieses für die Erkenntniss der chemischen Zusammensetzung der Basalte wichtige Verhalten wurde zuerst von C. G. Gmelin hervorgehoben, welcher 1832 zeigte, dass der Basalt durch Behandlung mit Säuren in zwei Antheile zerlegbar sei, wovon der eine durch die Säuren zersetzt werde und gelatinire, der andere als unzersetzt zurückbleibe (in v. Leonhards Basaltgebilden I. 266); der letztere stimme der Hauptsache nach mit dem Augit überein, der gelatinirende Antheil sei theils zeolithartig, theils labradorähnlich.

Von nun an schlug man die Methode ein, die bei der Behandlung mit Säuren sich bildende Kieselgallerte aufzulösen, und so den zersetzten Antheil und den unzersetzten getrennt von einander einer Untersuchung zu unterwerfen. Die Resultate dieser Analyse lieferten alsdann Anhaltspunkte für die Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung. So wichtig diese Untersuchungen auch sind, so hat man dabei doch zu wenig ins Auge gefasst, dass die Zersetzbarkeit durch Säure für die einzelnen Mineralien sehr relativer Art ist, indem der mehr oder weniger fein gepulverte Zustand, grössere oder geringere Concentration der Säuren, längere oder kürzere Einwirkung derselben bei höherer oder niedrigerer Temperatur auch die Zersetzbarkeit mehr oder weniger beeinflussen; indem überdies nur wenige Mineralien absolut unangreifbar durch Säuren sind, kann nothwendigerweise die Analyse des Rückstands nicht mehr das getreue Bild eines oder mehrerer Mineralien darstellen, und die Interpretation des löslichen Theiles wird eben dadurch in sehr unsichere Bahnen gelenkt (vgl. S. 195. 276).

Die verschiedene Zersetzbarkeit, welche diejenigen Mineralien besitzen, die man hauptsächlich im Basalt vorauszusetzen

hat, wurde von Girard zu bestimmen gesucht. Es verhalten sich die einzelnen Mineralien folgendermaassen:

	durch Salpetersäure	durch Salzsäure
Zeolithe . .	vollständig zersetzbar . .	vollständig zersetzbar
Olivin . . .	theilweise zersetzbar . . .	vollständig zersetzbar
Magneteisen	gar nicht angegriffen . .	vollständig zersetzbar
Labrador . .	gar nicht angegriffen . .	kalt wenig, heiss vollst. zers.
Augit . . .	gar nicht angegriffen . .	nur wenig angegriffen.

Vergl. Rammelsbergs Handwörterbuch d. M. I. 76 ff.

Es empfiehlt sich daher, bei solchen Untersuchungen die Gesteine zuerst mit Salpetersäure zu behandeln, da durch diese weniger zersetzt wird, und dann erst die Salzsäure einwirken zu lassen.

Wie gross die bei der Behandlung mit Säuren sich ergebenden Unterschiede sind, zeigen folgende Angaben:

	löslich	unlöslich
Rosenbielchen bei Eschwege, Gräger . . .	15.62	84.38
Grosser Winterberg in Sachsen, Kittredge .	42.20	57.80
Engelhaus bei Carlsbad, Rammelsberg . . .	44.00	56.00
Stolpen in Sachsen, Sinding	57.74	42.26
Hohenstoffeln im Hegau, C. Gmelin	61.97	38.03
Kreuzberg in der Rhön, E. E. Schmid . . .	79.88	22.91
Sternberg bei Urach, Rauhe Alp, C. Gmelin .	87.72	12.28

Man legt auch in neuerer Zeit auf die Zersetzung der Basalte mit Säuren und auf Sonderanalysen jedes Antheils nur geringes Gewicht mehr, weil die sich ergebenden Zahlen nur wenig sichere Anhaltspunkte gewähren. Für die Phonolithe hat diese Trennungsmethode jedenfalls mehr Bedeutung, da darin kein Augit vorhanden und der Feldspath ein solcher ist, welcher weniger Gefahr läuft, gleichfalls zersetzt zu werden. Es seien daher auch in folgendem nur die Bauschanalysen von Basalten angeführt.

I. Basalt von Linz am Rhein; spec. Gewicht 2.91. Ebelmen, Annales des mines (4) XII. 1847. 638.

II. Basalt vom Kreuzberg in der Rhön, spec. Gew. 3.127. E. E. Schmid, Poggend. Ann. LXXXIX. 1853. 291.

III. Basalt von der Südseite des Geiselsteins, Hessen, dicht, grauschwarz mit dunkelgrünem Olivin. Engelbach, geol. Specialk. v. H. Section Schotten 1859. 53.

IV. Basalt vom grossen Winterberg, Sachsen. Kittredge, Mitth. v. Rammelsberg an Roth 1860.

V. Basalt vom Kreuzberg, nordwestlich von Striegau, Schlesien. Streng, Poggend. Ann. XC. 1853. 120.

VI. Basalt vom Bärenstein, südlich von Annaberg, Erzgebirge mit viel Augit, sehr wenig Olivin, etwas Titaneisen. Pagels, de basaltae in argillam transmutatione, Berol. 1858. 19.

VII. Basalt vom Plateau des Barris bei Issengeaux, Dép. Haute-Loire. Tournaire, Annales des mines (5) XVII. 1860. 65.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	45.9	36.68	46.32	43.24	44.85	42.64	44.67
Thonerde	16.2	14.34	11.86	12.99	17.56	17.11	28.67
Eisenoxyd	—	22.30	4.50	7.64	—	5.29	—
Eisenoxydul	13.0	—	7.26	15.31	13.75	4.80	14.13
Manganoxydul	0.3	—	0.14	—	1.32	0.45	—
Kalk	10.3	15.59	10.43	10.96	12.83	14.58	8.20
Magnesia	6.3	9.18	11.82	6.10	9.74	7.34	Spur
Kali	1.2	0.77	2.10	1.15	0.90	1.38	2.03
Natron	3.6	3.93	4.09	0.16	0.24	3.43	
Wasser	2.4	—	1.75	0.65	0.60	2.35	2.30
	99.2	102.79	100.27	98.20	101.79	99.37	100.00

An Magneteisen enthält III 6.531 ; IV 11.08 ; VI 7.67. I enthält noch: 1.0 Titansäure; III: Titansäure und Fluor Spuren, 0.03 Chlor, 0.35 Phosphorsäure; IV: 1.80 Phosphorsäure; VI: 1.80 Titansäure, 0.07 Strontian. Strontian enthält noch der Basalt von Stetten im Hegau, vom Rosenbielchen bei Eschwege, von Engelhaus bei Carlsbad; Phosphorsäure der von Hohenhöwen im Hegau, von Salzhausen in Hessen, von Engelhaus.

Bei allen bis jetzt bekannten Basaltanalysen sind die Grenzwerthe der zusammensetzenden Bestandtheile folgende: Kieselsäure 55.86 (Rosenbielchen bei Eschwege) und 36.68 (Kreuzberg in der Rhön); Thonerde 28.67 (Plateau des Barris bei Issengeaux) und 10.34 (Beaulieu bei Aix); Eisen 29.57 (Unkeler Steinbruch, Oxydul) und 10.09 (Bärenstein, Oxyd und Oxydul); Kalk 16.08 (Beier in der Rhön) und 4.09 (Steinsberg bei Sinsheim, Baden); Magnesia 11.82 (von der Südseite des Geiselsteins in Hessen) und 0.95 (Böhmen nach Struve); Kali 2.7 (Polignac, Haute-Loire) und 0

(Meissner in Kurhessen und Rosenbielchen bei Eschwege nach Gräger); Natron 7.35 (Böhmen nach Struve) und 0.15 (Rosenbielchen).

Wie beim Phonolith, so wird auch beim Basalt durch die Verwitterung zuerst der in Säuren lösliche Bestandtheil ergriffen und weggeführt, indem hier die kohlensäurehaltigen Gewässer ähnlich den Säuren wirken; ein Basalt ist daher im stark verwitterten Zustande minder reich an zersetzbaren Bestandtheilen als im unverwitterten Zustande. Während des vorhergehenden Stadiums der allmählichen Carbonat- und Zeolithbildung hingegen wird die Menge der zersetzbaren Bestandtheile relativ vermehrt.

Wie oben erwähnt, zeigen die meisten, selbst ganz frisch aussehende Basalte ein Aufbrausen, wenn man sie gepulvert mit Säuren begiesst; auf den hierdurch erwiesenen Gehalt an Carbonaten, auf welchen zuerst 1837 G. Bischof die Aufmerksamkeit lenkte, ist indessen bei den bisherigen Analysen nicht nach Gebühr geachtet worden; so enthält der Basalt von Obercassel bei Bonn nach Bergemann 14.60 kohlensaures Eisenoxydul, 7.90 kohlensauren Kalk (Karstens und v. Dechens Arch. 1847. 38). Ganz zersetzter Basalt braust jedoch nicht mehr, weil die aus den Basen gebildeten Carbonate bereits wieder durch die Gewässer fortgeführt sind. Die Basalte unterliegen überhaupt um so mehr der Zersetzung, je mehr die einer Oxydation oder einer Verwandlung in Carbonate fähigen Basen vorwalten. Bei einer völligen Zersetzung des Basalt hat das Kali in einem kaum merklichen Verhältnisse abgenommen, das Natron hingegen ist in einem viel bedeutendern Verhältnisse aus dem Basalt verschwunden. Neuerdings hat C. Bischof über die absolute und relative Menge der Alkalien in festen und in den in verschiedenen Stadien der Verwitterung begriffenen Basalten beachtenswerthe Untersuchungen angestellt (Journal f. pract. Chemie XCIII 1864. 267). Unter allen Gemengtheilen des Basalt unterliegt vielleicht der Olivin am ehesten der Zersetzung; die vollendete Zersetzung desselben spricht sich in einer bedeutenden Abnahme der Magnesia aus.

Die Zersetzung des Basalt kann einen doppelten Weg einschlagen, es kann sowohl der Labrador als der Augit zuerst zersetzt werden. Wenn sich im zersetzten Basalt noch nahezu die ursprüngliche Menge der Alkalien findet, so ist das ein Zeichen, dass der Augit zuerst der Zersetzung unterlegen ist. Ist dagegen der Alkaliengehalt im zersetzten Basalt ein sehr verminderter, so ist umge-

kehrt der Labrador dem Augit in der Zersetzung vorangeschritten. Wirkte die Kohlensäure mehr, als der Sauerstoff, so ist der veränderte Basalt licht gefärbt, denn es bleibt alsdann um so weniger Eisenoxydhydrat zurück; die braune Farbe des zersetzten Basalt zeigt dagegen an, dass das Eisenoxydul mehr durch Sauerstoff, als durch Kohlensäure zersetzt worden ist (G. Bischof). Von der frühern oder spätern Zersetzung des Labrador oder des Augit ist auch die verschiedene Natur der Zersetzungsproducte abhängig. Indem die Zersetzung des Labrador im Basalt die Abscheidung von Kieselsäure herbeizuführen vermag (Bischof, Geologie 2. Auflage II. 464), hingegen durch Zersetzung des Augit eine relative Zunahme derselben bewirkt wird (ebendas. III. 430), kann der Fall eintreten, dass die Wirkungen beider Zersetzungsprocesse sich gegenseitig aufheben, und dass bedeutende Zersetzungen in einem Basalt von Statten gehen, ohne dass der ursprüngliche Kieselsäuregehalt irgend eine Aenderung erfährt.

Da die Kieselsäure aus einem Basalt in grösserer Menge verschwinden kann, als die Basen, ohne dass gleichzeitig die ganze Menge des Eisenoxydul höher oxydirt zu werden braucht, so kann ein Basalt schon viel von seiner Kieselsäure verloren haben, ohne dass sich diese Veränderung durch eine ockerige Färbung zu erkennen gibt.

Die oben angeführten Analysen möglichst unveränderter Basalte zeigen, dass dieses Gestein eine grössere Menge Eisen (vorwiegend in der Form von Magneteisen) enthält als der Dolerit; die Basalte scheinen durchschnittlich noch basischere Gesteine zu sein als die Dolerite.

Aus der Analyse mancher Basalte hat man die relative Menge der einzelnen Gemengtheile zu ermitteln gesucht, indem man von der Voraussetzung ausging, dass die oben erwähnten darin vorhanden seien. Wenn nun auch der Umstand, dass die Analysen mitunter eine solche Interpretation zulassen, noch kein Grund ist, diese für die allein berechtigte zu erachten, so unterstützen sie doch wenigstens die Annahme der Gemengtheile, welche man aus andern Gründen in dem Basalte voraussetzen zu dürfen glaubte.

Endgültig und allgemein ist es noch keineswegs festgestellt, woraus der in einigen Basalten so hoch steigende zersetzbare Antheil besteht. Da der Wassergehalt in manchen Basalten nur sehr

gering ist (vgl. oben), so können auch in diesen Zeolithe nur spurenhaft zugegen sein.

Nachdem schon im Jahre 1825 (Poggend. Annal. III. 73) Fr. Hoffmann im »Basalt« des Hambergs bei Bühne in den Wesergegenden deutliche Krystalle von weissem Nephelin aufgefunden hatte, vermuthete Girard 1841 bei der Ermittelung der Gemengtheile des von ihm analysirten »Basalt« vom Wickenstein in Niederschlesien, dass er Nephelin enthalte, womit der fettartige Glanz der Bruchflächen übereinstimme. Die Ansicht, dass in manchen zu den Basalten gerechneten Gesteinen Nephelin vorhanden sei, hat sich in letzter Zeit weite Bahn gebrochen; sie ist nicht nur darin begründet, dass der deutlich krystallinisch-körnige Nephelinit in einen homogen erscheinenden Basalt übergeht, wie dies z. B. v. Cotta an dem Nephelindolerit vom Löbauer Berg bei Zittau beobachtete, sondern auch chemische Verhältnisse weisen auf die Gegenwart von Nephelin im Basalt hin. Da der Bestandtheil des Basalt, welcher mit Säuren gelatinirt, nicht oder wenigstens nicht nur Olivin sein kann, und fast alle Alkalien enthält, darunter Natron in sehr überwiegender Menge, so deutet dies auf ein natronreiches leicht zersetzbares Silicat, wie es allerdings der Nephelin ist. Diejenigen augenblicklich zu den Basalten gezählten Gesteine, in denen spätere Forschungen Nephelin als Hauptbestandtheil neben dem Augit nachweisen werden, wird man also consequenter Weise mit dem Nephelinit vereinigen müssen, wodurch möglicherweise in der Zukunft der Kreis der eigentlichen Basalte nicht unbeträchtlich verengt wird. Stets wird bei einem gänzlich dichten Gestein der Nachweis des Nephelin nicht eben leicht sein. Vielleicht ist auch in manchen Basalten Nephelin in geringerer Menge neben vorherrschendem Labrador vorhanden und derlei Gesteine brauchte man nicht abzuscheiden.

Auch G. Bischof spricht sich dafür aus, dass die alkalischen Theile gewisser Basalte von Nephelin herrühren, welcher in vielen basaltischen Gesteinen vorkommen möge, in denen er mineralogisch nicht nachweisbar ist. Die zeolithischen Bestandtheile des Basalt scheinen alsdann aus einer Zersetzung des Nephelin hervorzugehen. Die Umwandlung des Nephelin in Natrolith ist durch Pseudomorphosen erwiesen, und jedenfalls findet die Neubildung einer zeolithischen Substanz viel leichter aus dem Nephelin als aus dem

Labrador statt. Bei den natrolithhaltigen Basalten liegt daher die Vermuthung nahe, dass sie auch Nephelin enthalten.

Manche der als Basalte aufgeführten Vorkommnisse scheinen auch Anorthitgesteine zu sein, wofür der bei vielen sehr geringe Gehalt an Kieselsäure spricht, welcher selbst dann auffallend ist, wenn man vielen und eisenreichen Olivin annimmt; auch könnte die beträchtliche Menge von Kalk, welche der zersetzbare Antheil enthält, von Anorthit herrühren, da dieser Feldspath sehr kalkreich ist und, mit Säuren gelatinirend, sich in dem löslichen Antheil wiederfinden muss (vgl. die Anorthitgesteine). Der Begrenzung der Basalte stehen daher zweifelsohne noch manche Schicksale bevor. Je geringer der in Säuren lösliche Bestandtheil ist, desto wahrscheinlicher ist das Gestein ein eigentlicher Labrador-Augit-Basalt.

Bunsen ist geneigt, den mit Säure gelatinirenden sog. zeolithischen Bestandtheil des Basalt für Palagonit zu erklären. Es scheint in der That, dass die feldspathigen Bestandtheile fester basaltischer Gesteine einer Umwandlung in Palagonitsubstanz, einen amorphen eisenoxydreichen Zeolith, fähig sind: der anscheinend unzersetzte, sehr harte Anamesit, welcher in Säulen abgesondert die südliche Küste der Insel Videy in Island bildet, enthält zahlreiche, unter der Loupe sehr deutlich erkennbare Körnchen von honiggelbem oder schwarzrothem Palagonit, daneben Augite und Feldspathnadeln (Preyer u. Zirkel, Reise n. Island 1862).

Delesse hat wie für die Grundmasse der Porphyre (vgl. Bd.I. 531), so auch für die Basaltgrundmasse die Ansicht ausgesprochen, dass sie gar kein Gemenge von verschiedenen Mineralien, sondern ein homogenes wasserhaltiges Silicat, gleichsam der Krystallisationsrückstand der einzelnen ausgeschiedenen Verbindungen sei, und dass Zeolithe als solche in der basaltischen Grundmasse nicht vorkommen. Gegen diese Anschauungsweise, welche durch eine einfache Prüfung des Basalt mit dem Mikroskop widerlegt wird, hat Rammelsberg sich mit Recht in sehr gründlicher und bestimmter Weise ausgesprochen (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. 1850. II. 26).

Die in der Basaltgrundmasse eingesprengten feinvertheilten Körnchen von Magneteisen können nach G. Bischof sowohl ein ursprüngliches Erzeugniss, als auch erst später aus der Zersetzung eisenhaltiger Mineralien, namentlich des Augit hervorgegangen sein. Die eingeschlossenen Körner von schlackigem titanhaltigem Magnet-

eisenerz glaubt er dagegen für ausschliesslich ursprüngliche Bildungen halten zu müssen. Da kann indessen das Magneteisen offenbar nicht secundärer Entstehung sein, wo frische Augitkrystalle in der Basaltgrundmasse liegen.

Uebergänge des Basalt finden statt in Anamesit und Dolerit durch die allmählich sich entwickelnde krystallinisch-körnige Ausbildung seiner Masse; auch steht der Basalt in sehr vielfacher Beziehung zu Basaltlaven, die wesentlich nur verschlackte Basalte sind.

Als Texturvarietäten des Basalt könnte man folgende unterscheiden:

Gewöhnlicher dichter oder einfacher Basalt, eine gleichmässig homogen erscheinende Masse, ohne grössere Krystalleinsprenglinge und Mandeln, sehr häufig.

Porphyrartiger Basalt oder Basaltporphyr mit eingewachsenen Krystallen oder krystallinischen Körnern von Olivin, Augit, Feldspath, Hornblende, ebenfalls nicht selten.

Mandelsteinartiger Basalt oder Basaltmandelstein mit Mandeln und Nestern von Zeolithen und andern früher angeführten Mineralsubstanzen; die mandelsteinartigen Basalte besitzen nicht selten zugleich eine porphyrartige Textur.

Rundkörniger oder körnigfleckiger Basalt, die oben (S. 288) erwähnte Basaltvarietät.

Schieferiger Basalt, nach A. E. Reuss z. B. am Sauerbrunnenberg bei Bilin, am Radelstein, am Ochsenberg bei Sebusein, am Chlum bei Pschan in Böhmen.

Poröser Basalt, ein Basalt von zahlreichen kleinen Poren durchlöchert, z. B. in Hessen nach Voltz (Uebers. d. geol. Verh. v. Hessen 1852. 125), und in Ungarn nach Beudant (Voyage min. et géol. en Hongrie III. 610).

Schlackiger Basalt, von zahlreichen grössern und kleinern, leeren, regellos gestalteten, innen verschlackten Blasenräumen durchzogen, bildet den Uebergang zur Basaltlava.

Allgovit hat G. G. Winkler gewisse junge Gesteine des Allgaues (im Rothplattengraben, im Wildbachgraben, an der Geisalpe) genannt, die sich nur durch ihre dunkelgraue oder röthliche Farbe von Basalten (oder Diabasen) zu unterscheiden scheinen, da sie nach ihm aus Labrador, Augit und Magneteisenerz zusammengesetzt sind. (N. Jahrb. f. Min. 1859. 640.) Sie führen ein deles-

sitähnliches Mineral, in Spalten und Drusen, Analcim, Stilbit, Datolith, und enthalten 49.49 Kieselsäure, 17.30 Thonerde, 8.38 Eisenoxyd, 13.66 Kalkerde, 3.68 Magnesia, 1.02 Kali, 3.25 Natron, 3.20 Wasser, 0.40 Kohlensäure (100.38). Das spec. Gew. ist 2.808. Die Gesteine sind sehr zersetzt, brausen stark, und geben beim Anhauchen Thongeruch. Nach Winkler gehören sie »zum Typus der schwedischen Trappe«; er vergleicht ihre Zusammensetzung mit der des Gesteins vom Hunneberg bei Wenersborg (S. 82) und ist geneigt, in ihnen metamorphische Liasgebilde zu sehen.

An die Basalte reiht sich ein Gestein, welches ohne Zweifel ein Zersetzungsproduct derselben ist,

die Basaltwacke. Sie ist eine scheinbar einfache Masse von dichter oder erdiger Zusammensetzung, von unrein grünlichgrauer, bläulichgrauer bis bräunlichschwarzer Färbung, ist milde und weich, äusserlich matt, im Strich aber glänzend, immer leichter als der Basalt, indem das spec. Gewicht nur zwischen 2.3 und 2.6 schwankt. Beim Anhauchen gibt sie einen thonigen Geruch und klebt wohl auch etwas an der Zunge. Glimmerblättchen, Krystalle von Augit und Hornblende, Körner von Magneteisenerz, von Grünerde, selbst von Quarz sind darin zu erwähnen. Manchmal enthält die Wacke noch kugelige Partieen eines weniger zersetzten Basalt. Sehr häufig hat die Wacke einen schwammigen Habitus, indem sie nach allen Richtungen von unregelmässigen Hohlräumen durchzogen wird, welche wohl in manchen Fällen ausgewitterten Krystallen ihren Ursprung danken. Vielfach sind diese Hohlräume nicht mehr leer, sondern mit mancherlei Zeolithen (darunter namentlich Stilbit und Desmin), mit Chalcedon, mit Grünerde, Kalkspath und andern Mineralien zum Theil oder gänzlich ausgefüllt, wodurch ein sogen. Wackenmandelstein hervorgeht.

Die Basaltwacken sind immer räumlich mit den Basalten verknüpft z. B. in der Wetterau, in Schottland, auf den Faeröer, in Island. Andere basische Massengesteine, z. B. Melaphyre, Grünsteine besitzen ebenfalls ihre Wacken.

Als letztes Stadium der Basaltzersetzung schliessen sich an die Wacken die sogen. Wackenthone oder basaltischen Thone.

Wir verdanken G. Bischof Untersuchungen über den Hergang der Zersetzung von Basalt in Wacke und Wackenthon, die er an dem Basaltgange der Grube alte Birke an der eisernen Hardt bei

Siegen angestellt hat (Geologie 1. Aufl. II. 795; 2. Aufl. III. 434). I. ist Basalt mit kleinen Sphärosideritdrusen. II. Wacke, mandelsteinartig, schmutzig grünlichgrau mit einzelnen ockerigen Partieen von zersetztem Sphärosiderit. III. Bläulichgrauer Wackenthon von ockergelben Adern und Punkten durchzogen. Auch Pagels (de basaltae in argillam transmutatione, Berol. 1858) hat über diese Zersetzungen Forschungen angestellt. IV. ist ein Wackenthon, hervorgegangen aus dem Basalt des Bärensteins südlich von Annaberg in Sachsen, dessen Analyse oben (VI.) mitgetheilt wurde.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	41.35	17.07	42.39	40.35
Thonerde	7.06	10.38	27.48	32.52
Eisenoxyd	—	—	17.03	6.32
Eisenoxydul . . .	2.57	44.51	—	2.85
Manganoxyd . . .	5.65	0.58	—	0.03
Kalk	8.33	—	—	3.73
Magnesia	1.68	2.22	0.09	1.28
Natron	2.06	Spur	0.41	1.31
Kohlens. Eisenoxydul	22.52	—	—	0.36 Kali
Wasser	0.80	24.78	12.35	9.65
Organ. Substanz . .	7.98	1.42	0.33	1.46 T̈i
	100.00	100.96	100.08	99.86

Die Analysen von Bischof zeigen, dass die Umwandlung des Basalt zu Wacke mit einem bedeutenden Verlust an Kieselsäure verbunden war. Auch die Kalkerde ist ganz, das Natron bis auf eine ganz geringe Spur verschwunden: dagegen hat das Eisenoxydul eine sehr bedeutende relative Zunahme erfahren. Bei dem Wackenthon ist das Eisen wiederum um mehr als das 2½fache vermindert, das relative Verhältniss zwischen Kieselsäure und Thonerde ist nahezu dasselbe, wie in der Wacke. Mit Rücksicht auf den Basalt zeichnet sich der Wackenthon durch stark vermehrten Gehalt an Thonerde und Wasser aus. Vergleicht man IV. mit VI. (auf S. 291), so ergibt sich, dass Kalk, Magnesia, Alkalien und Kieselsäure theilweise fortgeführt wurden und dadurch die Thonerde relativ sehr vermehrt ist, der Wackenthon sich somit der Hauptsache nach als wasserhaltiges Thonerdesilicat darstellt.

Auch Ebelmen hat über die Zersetzung der Basalte zu Wacke

Untersuchungen und Betrachtungen angestellt; er sieht darin mit Recht einen der Kaolinbildung ähnlichen Process; die Alkalien, die Kalkerde, Magnesia und ein Theil des Eisenoxydul werden als Bicarbonate von Gewässern ausgelaugt, die aus ihrer Verbindung ausgeschiedene Kieselsäure wird ebenfalls aufgelöst, der Rückstand, die sehr concentrirte Thonerde, die noch übrige Kieselsäure, das färbende Eisenoxyd bildet alsdann, mit Wasser verbunden, den Wackenthon (Comptes rendus XX. 1845. 1415; XXVI. 1848. 38; auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 214 und 1848. 570).

In der allerengsten Beziehung sowohl was mineralogische und chemische Zusammensetzung, als was Vorkommen, Absonderungsformen u. s. w. anbetrifft, stehen mit diesen Basaltgesteinen die basaltischen Laven; in petrographischer Hinsicht ist es oft geradezu unmöglich, zu bestimmen, ob ein Gestein als Basalt oder Basaltlava bezeichnet werden soll; die erweisliche Abstammung aus einem Vulkan oder einer vulkanischen Spalte ist hier das entscheidende.

In ganz analoger Weise, je nach der mehr oder weniger deutlichen krystallinisch-körnigen Ausbildungsweise unterscheiden wir auch bei den basaltischen Laven:

Doleritlava, ein deutliches Gemenge von Labrador, Augit und etwas Magneteisenerz; auch als porphyrartige Doleritlava ausgebildet. So beschaffen ist z. B. der Doleritlavastrom von 1652 am Pico do Fogo auf der Azoreninsel San Miguel, welcher nach Hartung hirsekorngrosse und grössere Labradore, ziemlich viel frische Augit- und Olivinkörner enthält. Die Aetnalava von 1838 enthält nach Abich in dunkelschwarzgrauer poröser Grundmasse deutliche Labradore und Augite. Die Aetnalava von 1669 bei Catania ebenfalls in einer grauen Grundmasse Labrador (54.80), Augit (34.16), Olivin (7.98), Magneteisen (3.06) nach Abich; nach Roth ist die Olivinmenge zu hoch berechnet, da die salzsaure Lösung, welche dieselbe enthalten muss, keine Magnesia führt; er schätzt ungefähr 65 Labrador; 42 Augit; 1 Olivin; 2 Magneteisen. Eine höchst ausgezeichnete Lava von porphyrartigem Dolerit ist die ganz junge des Aetna von 1865 (vgl. unten). Auch Laven des Stromboli in Italien, der Capverdischen Inseln und von Island haben eine deutliche doleritische Textur; gleichfalls sind die vom Kammerbühl bei Eger in Böhmen oft porphyrartig doleritisch. In dem schwarz-

grauen Dolerit von dem Morne l'Échelle an dem Krater der Soufrière auf der Insel Guadeloupe unterschied St. Claire Deville mit der Loupe gestreiften Labrador, bis zu 3 Mm. gross, schwarzglänzende kleine Augitkrystalle, spärliche Körnchen von Olivin, auch Magneteisen. Die Analyse ergab: Kieselsäure 48.71; Thonerde 20.00; Eisenoxydul 11.25; Manganoxydul 2.94; Kalk 10.95; Magnesia 2.70; Kali 0.38; Natron 3.08 (100,01); spec. Gew. 2.904.

Eine eigenthümliche doleritische Lava ist diejenige vom Centralkegel der Soufrière auf der Insel Guadeloupe, welche in einer schwärzlichen körnigen Grundmasse Labradore, Augite, kleine Mengen von Olivin und Magneteisen und ausserdem wasserklare, glasglänzende Körner enthält, deren Kieselsäuregehalt 88 pct. beträgt und die demnach wohl nichts anderes als Quarz sind. Dass der Feldspath dieser Lava wirklich Labrador und nicht etwa Oligoklas ist, zeigte eine Analyse desselben, welche ergab: Kieselsäure 54.25; Thonerde 29.89; Kalk 11.12: Magnesia 0.70; Natron 3.63; Kali 0.33 (99.92), demnach auf das sehr genaue Sauerstoffverhältniss 0.95 : 3 : 6 des Labrador führt. Der Kieselsäuregehalt des ganzen Gesteins beträgt 57.95, das spec. Gew. 2.75 (Ch. St. Claire Deville Bull. de la soc. géol. (2) VIII. 1851. 426). Das Nebeneinandervorkommen von Labrador und Quarz ist sehr beachtenswerth.

Anamesitlava, von sehr feinkörniger Textur, welcher man zwar noch die Zusammensetzung aus krystallinischen Elementen ansieht, ohne indessen die einzelnen Individuen unterscheiden zu können.

Basaltlava, von vollständig homogen erscheinender Textur, manchmal auch porphyrartig ausgebildet, sehr häufig schlackig, schwammig und porös; die Poren der Lava zeigen meist eine etwas dunklere Farbe, die von mikroskopischen Augitkryställchen erzeugt zu sein scheint. Am Berge Medve, nördlich vom Matragebirge bei Erlau in Ungarn werden nach Quenstedt die dichtgedrängten Blasen nur durch papierdünne Scheidewände von einander getrennt. Die Basaltlaven haben gewöhnlich dunkle, schwarze Farben, im schlackigen Zustande sind sie meist braun und roth gefärbt, welches daher rührt, dass während ihrer Erstarrung an der Luft das Eisen sich höher oxydirt hat. Die Basaltlaven, sie mögen so homogen erscheinen, als sie wollen, zeigen sammt und sonders unter dem Mikroskop eine krystallinische Ausbildung; selbst die rothen und braunen schwammig durchlöcherten Schlacken ergeben

sich, wenn man ihr Pulver unter dem Mikroskop betrachtet als aus weissen und schwarzen (häufig auch gelbgrünen) Körnchen zusammengesetzt und nicht nur ältere Basaltlaven, sondern ganz junge vulkanische Erzeugnisse besitzen solche Textur.

Diese dicht erscheinenden Basaltlaven sind in den vulkanischen Basaltregionen sehr verbreitet, z. B. im Basaltgebiet der Eifel, der Auvergne, in den vulkanischen Gegenden Italiens, auf Island und andern vulkanischen Inseln. Die Lapilli und die sog. vulkanische Asche schliessen sich ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach an die Basaltlaven an (vergl. darüber bei den klastischen Gesteinen).

Die schlackige und poröse Ausbildung der Basaltlava findet sich fast immer nur an der Oberfläche der Ströme und an den kleinen Lava-Auswürflingen, während die innern Theile der Ströme durch allmähliches Dichterwerden meistens eine völlig compacte, steinartige Beschaffenheit zeigen. Auch auf ihrer Unterfläche, wo die Lavaströme aufruhen, erscheint mitunter wiederum diese schlackige Ausbildung; so sind manche Doleritlavadecken Islands an ihrer Unterfläche schwammig verschlackt und wie Stricke gewunden. Es sind das ähnliche Verhältnisse, wie sie auch bei den Obsidianströmen beobachtet werden können.

Während die Hohlräume der Basalte mit den manchfaltigsten zeolithischen, quarzigen und andern Mineralien bekleidet oder ausgefüllt sind, erweisen sich die Blasenräume der Basaltlaven sehr häufig als leer. In ganz jungen Basaltlaven können natürlich solche, auf allmählicher Zersetzung beruhende Bildungen noch nicht eingetreten sein, in alten Basaltlaven hingegen, welche denselben Umwandlungsprocessen, wie die Basalte selbst, zweifelsohne unterlegen sind, haben sich die Blasenräume im Laufe der Zeit allerdings hier und da mit krystallisirten Zersetzungsproducten ausgefüllt, wie sie sich z. B. in alten Laven der Eifel darbieten; auch in den Höhlungen der verhältnissmässig jungen Laven des Monte Somma fand Scipio Breislak schon Zeolithe ausgebildet (Lehrb. d. Geol. III. 350). Nach Durocher enthalten sehr viele Laven kohlensauren Kalk (Comptes rendus XXV. 1847. 209).

Von der Uebereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung zwischen basaltischen Laven und eigentlichen basaltischen Gesteinen legen folgende Analysen Zeugniss ab:

I. Doleritlava vom Aetna, aus der Schlucht **Lingua grossa**, Eruption des März 1865; schwarzes feinkörniges Gemenge mit ungefähr 3 Mm. grossen, lebhaft glänzenden, dunkelgrauen, deutlich gestreiften Labradoren, Augiten, spärlichen grüngelben Olivinkörnern bis zur Grösse von 1 Mm.; Magneteisen nicht in dem Gemenge erkennbar, aber ausziehbar (spec. Gew. 2.738). C.W. C. **Fuchs**, N. Jahrb. f. Min. 1865. 713.

II. Hellgraue, deutlich krystallinische Doleritlava von der Felskluft Almannagjá am Thingvellir-See, Island (spec. Gew. 3.052). Bunsen, Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 202.

III. Doleritlava mit Labradoren, Augiten, Olivinen vom Pico do Fogo auf der Azoreninsel San Miguel (Strom von 1652). Hartung, die Azoren 1860. 97.

IV. Anamesitlava vom Boden des Kraters auf Stromboli, augitreich (spec. Gew. 2.886). Abich, Vulk. Erschein. 1841. 122.

V. Dunkelgraue, sehr blasige Basaltlava von Los Majorquines auf Teneriffa (spec. Gew. 2.945; nach Rammelsberg aus 48.3 Labrador, 51.5 Augit und wenig Magneteisen bestehend); Ch. St. Cl. Deville, Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 1853. 692.

VI. Basaltlava vom Puy de Colière, Auvergne, in grauer, höchst feinkörniger Grundmasse, die sich unter dem Mikroskop als sehr feldspathreich erweist, schwärzlicher Augit, gelblicher Olivin, Magneteisen (spec. Gew. 2.98); Kosmann, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 657.

VII. Basaltlava vom Vulkan Tangkuban Prau auf Java mit rauchgrauer Grundmasse und kleinen Kryställchen von Labrador und Augit; Prölss, N. Jahrb. f. Min. 1864. 427.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	49.27	47.07	51.4	50.25	52.46	50.31	52.11
Thonerde	18.54	12.96	14.0	13.09	14.25	22.95	15.19
Eisenoxyd	6.98	—	—	—	—	1.74	—
Eisenoxydul	5.62	16.65	8.1	10.55	14.47	4.86	14.33
Manganoxydul	—	—	—	0.38	—	0.93	—
Kalk	10.38	11.27	12.0	11.16	9.87	8.19	7.41
Magnesia	3.76	9.50	7.1	9.43	4.16	5.29	3.48
Kali	2.22	0.58	3.6	4.92	0.68	1.00	0.82
Natron	3.45	1.97	3.8		3.90	4.30	2.32
	100.22	100.00	100.0	99.78	99.79	99.57	95.66

I enthält noch 0.14 Chlor; VI 0.58 Phosphorsäure, 0.18 Chlor und 0.12 Wasser; VII 3.93 Wasser. Von den eigentlichen Basalten sollen sich die Laven durch ihren vollständig oder nahezu wasserfreien Zustand unterscheiden. Girard fand in einer grossen Anzahl von Laven im Mittel 0.15 hygroskopisches Wasser. Ch. St. Cl. Deville gibt in den Laven von Guadeloupe und Teneriffa, Kosmann in der vom Puy de Come in der Auvergne, Hartung in denen von den Azoren kein Wasser an, letzterer wohl 0.96 in der von Fogo. Dagegen sind die Aschen des Aetna zum grössten Theil wasserhaltig. S. v. Waltershausen fand in 3 Aetnaaschen sogar 5.60, 6.63, 6.64 Wasser. Abich erhielt bei der schwarzgrauen, feinkörnigen Lava von Strombolina 2.78 Glühverlust, Dufrénoy bei seinen Analysen vesuvischer Laven einen Verlust von 3 — 4 pct (Mém. pour servir à une descr. géol. d. l. Fr. IV. 368). Die phonolithische Lava des Monte Nuovo von 1538 ist auch wasserhaltig. Nähere Untersuchungen müssen darthun, ob die Basaltlaven in der That absolut wasserfrei sind, was man häufig bei der chemischen Analyse ohne weiteres angenommen, aber nicht erprobt zu haben scheint. Vergleicht man den ausserordentlich geringen Wassergehalt mancher Basalte (S. 288), so will es scheinen, als ob in dieser Beziehung keine Grenze zwischen Basalt und Basaltlava gezogen werden könne. Deville beobachtete in der Vesuvlava von 1855 ausser Spuren von Chlor auch 1.4—2.2 pct. phosphorsauren Kalk.

Löwe hat eine Aetnalava von 1669 durch Salzsäure zersetzt (Poggend. Ann. XXXVIII. 1836. 160); der Labrador scheint dabei völlig zersetzt worden zu sein, denn der unlösliche Theil enthält keine Alkalien, welche sich alle in dem gelösten Antheil befinden.

Die Basalte sind auch im Stande, unter gewissen Abkühlungsverhältnissen in einen glasartigen Zustand überzugehen und einen mehr oder weniger vollkommenen basaltischen Obsidian zu bilden. An den Basaltgängen von Island kann man sehr häufig die Beobachtung machen, dass an den Saalbändern sich eine Zone eines schwarzen glasähnlichen Gesteines zeigt, welches allmählich nach innen zu in die krystallinisch-körnige oder scheinbar homogene steinartige Basaltgangmasse übergeht. Es bieten sich hier dieselben Verhältnisse dar, wie bei den trachytischen Lavaströmen, wo die Ober- und Unterfläche des Stromes im Obsidian-Zustande ausgebildet ist. Bei der Gueule d'Enfer an der Ardèche-Brücke im Vivarais beob-

achteten Lyell und Murchison einen Basalt, welcher Gneiss bedeckt; er ist vom Gneiss durch eine pechsteinartige Zwischenlage getrennt, die nach oben etwas schlackig wird und dann in den prismatisch abgesonderten Basalt übergeht (Edinb. new phil. journ. July 1829. 29).

Die in der Mineralogie mit dem Namen Tachylyt (Breithaupt) bezeichnete Substanz ist wohl ein solcher glasartiger Basalt; es ist ein amorpher Körper von bräunlich- und grünlichschwarzer Farbe und einem firnissartigen Glasglanz, der sehr leicht zu einem undurchsichtigen Glase schmilzt, und mit Salzsäure leicht gelatinirt; das spec. Gewicht = 2.56—2.70; die Härte = 6.5. Man hat solche Substanzen gefunden an der Basaltkuppe Säsebühl bei Dransfeld, zwischen Göttingen und Münden (I. Schnedermann, Stud. d. Gött. Ver. Bergm. Fr. V. 100; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1844. 70); im Höllengrund bei Münden bestehen die Innenwände der mit Dolomit ausgefüllten Blasenräume des Basalt aus dieser Glassubstanz. Zu Bobenhausen im Vogelsgebirge, wo er in wallsnuss- bis kindskopfgrossen Nestern im Basalt erscheint (II. C. G. Gmelin, Poggend. Ann. XLIX. 1840. 233; vgl. auch Klipstein in N. Jahrb. f. Min. 1841. 696); er enthält noch 1.41 Titansäure; dieses Vorkommniss wurde auch Hyalomelan von Hausmann genannt. Delesse analysirte eine schwarze Glaskruste von pechähnlichem Glasglanz, welche das Saalband eines Ganges auf der Insel Lamlash bei der schottischen Insel Arran bildete (III. Annal. des mines (5) XIII. 1858. 369). Die Mächtigkeit des Ganges betrug 0.2 M., die Dicke der Glaskruste 0.03 M.; IV. ist die Zusammensetzung des Ganggesteins aus der Mitte, von welcher sich die der Glaskruste fast gar nicht unterscheidet; das spec. Gewicht des krystallinischen Gesteins ist 2.649, das des glasigen merkwürdigerweise höher, 2.714. Von den schönen Lavastalaktiten, welche die grossen Weitungen der Surtshöhle (Surtshellir) in dem basaltischen Lavastrom des Balljökull auf Island bekleiden, sind zahlreiche an ihrer Oberfläche in ausgezeichneter Weise verglast.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure . .	55.74	50.22	56.05	55.20
Thonerde . . .	12.40	17.84	17.13	16.98
Eisenoxyd . .	13.06	—	10.30	11.00
Eisenoxydul . .		10.27	—	—
Manganoxydul .	0.19	0.40	Spur	Spur
Kalk	7.28	8.25	6.66	6.80
Magnesia . . .	5.92	3.37	1.52	0.52
Kali	0.60	3.87	0.98	5.65
Natron . . .	3.88	5.18	3.29	
Wasser . . .	2.73	0.50	3.50	3.85
	101.80	99.90	99.43	100.00

Die von S. v. Waltershausen Sideromelan genannte Substanz schliesst sich vielleicht hier an; sie ist amorph, schwarz, von Salzsäure zersetzlich und enthält Kieselsäure 48.76; Thonerde 14.93; Eisenoxyd 20.14; Kalk 9.51; Magnesia 2.92; Natron 2.48; Kali 1.10; Wasser 0.35 (100.19). In den isländischen Palagonittuffen (Vulk. Gest. v. Sic. u. Isl. 202).

Lagerungsformen und Verbreitung der basaltischen Gesteine. Nach Art der Eruptivgesteine, ist dem Basalt ein Auftreten in Decken, Strömen, Gängen und Kuppen eigen.

Keines unter den jüngern Gesteinen besitzt eine solche räumliche Ausdehnung, wie der Basalt, welcher nicht selten ganze Länder zusammensetzt und dadurch den ältern krystallinischen Gesteinen sowohl als den sedimentären Schichten ähnlich wird. Er tritt nämlich oft in Form von Decken auf, welche vielfach übereinander gelagert, Schichtensysteme von grosser Mächtigkeit und von solcher Flächenausdehnung darstellen, dass viele tausend Quadratmeilen daraus zusammengesetzt sind. Die bedeutendste und mächtigste Entwicklung dieser Art zeigt die Basaltbildung in Vorderindien im Dekhan, wo übereinandergelagerte Decken von Basalt ein Plateau von 3—4000 F. Seehöhe und einem Flächenraum von circa 12000 Q.-Meilen (also so gross wie Deutschland) bilden; dieses ungeheure Terrain erstreckt sich zwischen dem indischen Ocean, Agra, Bophal, Nagpur, südlich bis zum Kistna. Das Hochland von Habesch bei Gondar (nach Rochet) und in Nordamerica eine 200 Meilen lange Strecke längs der Sierra Madre (nach Ruxton) wird ebenfalls aus Basaltdecken zusammengesetzt. Darwin beschreibt ein weit aus-

gedehntes Basaltplateau in Patagonien, welches 320 F. mächtig auf den tertiären Ablagerungen ruht (Naturw. Reisen I. 211). Cormick berichtet, dass die Küste von Kerguelens-Eiland mehr denn tausend Fuss hoch treppenförmig emporsteigt und aus übereinander gelagerten Basaltdecken besteht (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1849. 239 aus J. C. Ross, Voyage of discovery 1847).

In Europa sind es namentlich die Faeröer und die Insel Island, welche zum grossen Theil aus solchen übereinander geschichteten Basaltdecken aufgebaut sind. An den dem Meere zugekehrten hohen Felswänden sieht man oft, soweit der Blick schweift, die Decken nahezu horizontal gelagert sich forterstrecken und wie in einem künstlichen Mauerwerk liegen oft hundert solcher Decken übereinander, welche, da gewöhnlich die obern gegen die untern zurückstehen, horizontale Stufen mit senkrecht abfallenden Wänden, colossale Treppen darstellen (daher der altnordische Name Trapp). Nicht nur an den oft viele tausend Fuss hohen küstenlosen Rändern dieser Inseln, sondern auch im Innern derselben lässt sich diese Architektur aus übereinander gethürmten Lagern auf das deutlichste erkennen, wie auf Island in der Gegend zwischen Nordtúnga und dem Báulaberg, in der Oexnadalsheidi, an den Ufern der Blandá und der Thjórsá; Dolerite, Anamesite, ächte Basalte, Basaltmandelsteine, Basalttuffe und -Conglomerate wechseln hier auf das verschiedenartigste. Die Mächtigkeit der einzelnen Lager variirt sehr, oft überschreitet sie 50 F., oft beträgt sie nur 1—2 F. An vielen Punkten kann man wahrnehmen, wie diese Decken die oberflächlichen Ausbreitungen von mehr oder weniger senkrechten Basaltgängen sind, z. B. ausgezeichnet in der Nähe von Hvammr am Ufer der Nordrá, wo viele parallele Gänge eine Tuffablagerung durchsetzen und sich oben zu einer Decke ausbreiten. Aehnliche Verhältnisse zeigen die über dem Braunkohlengebirge abgelagerten Basaltdecken des böhmischen Mittelgebirges, z. B. zwischen Aussig und Salesl an der Elbe. Terrassenförmig übereinander lagernde Basaltdecken bauen auch den grössten Theil der Hebrideninseln Skye, Mull, Rum u. a. auf (nach Macculloch und Boué), sowie den berühmten Riesendamm an der nördlichen Küste Irlands.

Im kleinen Maassstabe ist in Deutschland das einen Flächenraum von ungefähr 10 Q.-Meilen einnehmende Vogelsgebirge in Hessen auf diese Weise zusammengesetzt; eine ähnliche Architektur

weisen die basaltischen Regionen des Westerwalds, der hohen Rhön und manche Gegenden des böhmischen Mittelgebirges auf.

Eine andere damit zusammenhängende Lagerungsform basaltischer Gesteine bilden die basaltischen Ströme, welche von einem noch jetzt thätigen oder erloschenen vulkanischen Krater ausgehen und aus Basaltlava bestehen. Dieser innige Zusammenhang der Basalte mit Vulkanen ist für die Frage nach der Genesis derselben von entscheidendem Belang gewesen. Ausgezeichnete Beispiele alter Basaltlavaströme sind: Der Mosenberg bei Manderscheid in der Eifel, aus dessen südwestlichstem Krater sich ein Strom bis weit in das Thal hineinzieht, welcher auf dem starkgeneigten Bergabhange aus einer losen Anhäufung braunrother Schlackenblöcke, im Thale aus einer schwarzen nur wenig porösen Masse, endlich aus vollkommen dichtem Basalt besteht; der Lavastrom bei Bertrich in der Eifel, welcher die Käsegrotte (vgl. Bd. I. S. 104) enthält; die Ströme vom Krufter Ofen, Bausenberg, Veitskopf in der Nähe des Laacher-Sees (zum Theil bestehen diese Ströme aus Nephelinitlava, vergl. S. 262). In Centralfrankreich die classischen Gegenden der Auvergne, des Velay und des Vivarais, wo die altbasaltischen Ströme sich genau wie recente Lavaströme verhalten, aus Schlackenkratern ausfliessen, sich in die Thäler ergiessen, und an ihrer Oberfläche mit einer deutlichen Schlackenkruste bedeckt haben; der Lavastrom von Graveneire, der sich an dem Puy de Griou in zwei Arme theilt, der dem Krater des Puy de Chalusset entfliessende Strom, welcher in mächtige Säulen abgesondert, an manchen Stellen 400 Fuss mächtig ist; wie manche andere Ströme breitet sich auch dieser über einer Geröllablagerung aus; der Basaltstrom vom Montpézat im Vivarais; die beiden ausgezeichneten Basaltströme, welche aus dem Vulkan St. Loup, nordwestlich von Agde am mittelländischen Meer in Südfrankreich entspringen, auf deren einem die Stadt Agde ruht; die prachtvoll säulenförmig und kugelförmig abgesonderten basaltischen Ströme, die aus den zahlreichen erloschenen Vulkanen Cataloniens in der Umgegend von Olot, Castel Follit und Cellent ausgeflossen sind, wo die Fluvia bei Olot die Lava bis zu 40 Fuss Tiefe durchschnitten hat; bei der Brücke von Sta Madalena liegen zwei Basaltströme übereinander, getrennt durch eine horizontale 8 Fuss mächtige Schlackenschicht (vgl. Lyell, Elements of geology 1865. 659). An allen diesen Punkten ist der Zusammenhang zwi-

schen den Basaltströmen und den erloschenen Kratern so augenscheinlich, als er nur zwischen einem recenten Lavastrom und seinem Eruptionspunkte sein kann.

Die minder ausgedehnten Lagerungsformen der Basalte sind die kuppenförmige und gangförmige, welche beide in enger Beziehung zu einander stehen, wie denn die Basaltgänge uns auch zweifelsohne die Wege andeuten, auf denen das Material zur Uebereinanderschichtung der Decken emporgedrungen ist, und welche man an deutlich entwickelten Deckensystemen noch häufig nachzuweisen im Stande ist. Den Zusammenhang der Basaltkuppen mit Basaltgängen hat man ebenfalls hier und da zu erkennen vermocht, so dass für eine solche Basaltkuppe der Vergleich mit einem Nagel nahe liegt, welcher mit seinem Stift eingesenkt nur mit seinem Kopfe über die Oberfläche sich erhebt. Der Basalt der Kuppe des Druidensteins bei Kirchen unweit Siegen wurde durch bergmännische Arbeiten in der Tiefe als Gang wiedergefunden; durch den Schlossbrunnen bei Stolpen in Sachsen ist der Basalt der dortigen Kuppe bis zu 287 Fuss niederwärts verfolgt worden (vgl. Bd. I. S. 148). Von solchen sog. primären Kuppen, welche, wenn auch ihr directer Zusammenhang mit Gängen nicht erweislich ist, durch ihre eigenthümlichen innern Absonderungsverhältnisse als solche charakterisirt werden, sind die secundären Kuppen zu unterscheiden, welche nichts anderes sind, als stehengebliebene, kegelförmig abgerundete Reste von Basaltdecken, die zum grössten Theil der Zerstörung und Fortführung unterlegen sind (vgl. Bd. I. S. 147).

Die Basaltgänge zeigen oft an ihren Saalbändern und in ihrer Mitte eine verschiedene petrographische Ausbildung, indem das Gestein der Mitte grobkörniger oder wenigstens deutlicher krystallinisch, das der Seiten feinkörniger, scheinbar dicht, oder selbst glasartig erscheint. Sehr häufig sind durch die auf den Ablosungsklüften fortschreitende Zersetzung die Saalbänder wackenartig umgewandelt, während die Mitte des Ganges mehr oder weniger frisch geblieben ist.

Wo viele Basaltgänge in einer und derselben Gegend aufsetzen, da offenbart sich nicht selten ein Parallelismus in ihrem Verlauf, oder sie sind nach zwei Hauptrichtungen angeordnet, welche manchmal sich rechtwinkelig zu durchkreuzen scheinen. Sehr wichtig sind die Andeutungen, welche S. v. Waltershausen über

diese Verhältnisse in seiner Schrift: »Physisch-geogr. Skizze von Island« gibt, wo er darauf aufmerksam macht, dass in der grossen Basaltformation Nordeuropas (Irland, Schottland, Hebriden, Island) namentlich zwei Gangrichtungen, eine nordwestliche und eine nordöstliche sich unterscheiden lassen, von denen in Island die nordöstliche bei weitem vorherrsche. Verwerfungen treten dabei gewöhnlich nicht hervor, ein Beweis von der gleichzeitigen Entstehung der Gangspalten. Mitunter ragen die Basaltgänge, wenn das Nebengestein, in welchem sie aufsetzen, zerstört und weggeführt ist, wie Mauern hervor; so beschreibt Krug von Nidda, dass die nach verschiedenen Richtungen verlaufenden mauerartig sich erhebenden Basaltgänge von Djupavogr in Ostisland den Eindruck machen, als ob man sich innerhalb der Ruinen einer Stadt befinde. Bei Arragh in Irland erhebt sich ein basaltischer Gang, einer senkrechten Scheidewand gleich bis zu einer Höhe von 40 Fuss (v. Leonhard, Basaltgebilde II. 124). Die Basaltgänge umschliessen nicht selten Bruchstücke ihres Nebengesteins im mehr oder minder veränderten Zustande und die an den Basalt angrenzenden Gebirgsarten lassen mancherlei Metamorphosen erkennen, wovon in dem Abschnitt über die Entstehungsweise der Basalte ausführlicher die Rede sein wird.

Basaltkuppen und Basaltgänge haben alle Gebirgsformationen bis einschliesslich zum Tertiär hinauf durchbrochen, in welche Formation die Haupteruptionsepoche der Basaltgesteine fällt. Es folgt eine Zusammenstellung der hauptsächlichsten Basaltdurchbrüche.

Im Gneiss: Am Bärensteiner Hügel bei Annaberg im Erzgebirge; bei Bilin in Böhmen, wo Basaltgänge im Gneiss aufsetzen und Schollen davon umschliessen; auch im Saazer Kreis in Böhmen setzen zahlreiche Gänge und Kuppen von Basalt im Gneiss auf (Gross-Spitzberg unfern Pressnitz, der Scheibenberger Kamm, der Gross-Hassberg). Gangförmig am Fuss des Melibocus bei Auerbach an der Bergstrasse; bei Klein-Ostheim unfern Aschaffenburg an der Striet; im Vivarais bei Thueyts; im Cantal, wo z. B. ¾ Stunden oberhalb Massiac nach Murat zu ein kleiner Basaltstock mit ausgezeichnet schönen Säulen den Gneiss durchbricht; gänzlich isolirt von allen vulkanischen Massen ein Basaltgang zwischen Las Cruzes und Larazo in der spanischen Provinz Galicia.

Im Glimmerschiefer: der vulkanische Kammerbühl bei Eger im nordwestlichen Böhmen; am Raudenberg in Mähren.

Im Granit: an der kleinen Schneegrube auf dem Riesengebirge (mit 4400 Fuss der höchste Basaltpunkt Deutschlands); am Oberhaustein unfern Hornberg im Schwarzwalde; der Plattenberg bei Liebenstein im böhmischen Fichtelgebirge; bei Tobiesenreuth; an der Roche-Rouge bei Le Puy im Velay; am Chuquet-Génestoup, bei La Barraque am Fusse des Puy de Dôme, wo viele Granitbrocken sich eingeschlossen finden, welche an der Oberfläche verglast sind, deren Feldspath geschmolzen und deren Glimmer gebrannt ist. Auch sind hier die Granite im Contact mit dem Basalt prismatisch abgesondert.

Im Syenit: zwischen Dresden und Tharand.

Im Thonschiefer setzt auf der Insel Anglesea südlich von Plas-Newydd ein 134 Fuss mächtiger Doleritgang auf, welcher nach Henslow den Thonschiefer in unmittelbarer Berührung zu einer porcellanjaspisähnlichen, in weiterer Entfernung zu einer hornsteinartigen Masse umgewandelt hat (Cambridge Transactions I. 402). Aus dem krystallinischen Thonschiefer des südwestlichen Böhmens erheben sich nach v. Lidl der Pollinken-Basaltberg, der Spitzberg und Schlossberg bei Weseritz.

Im Grauwackenschiefer: eine grosse Anzahl von Basaltkuppen tritt in dem devonischen Gebiet der Eifel zu Tage, darunter die Hohe Acht, die Nürburg, der Ahremberg, der hohe Kelberg, Michelskirch u. s. w.; auch viele Gänge sind bekannt, z. B. an der Lochmühle und bei Liers an der Ahr; an letzterm Orte ist die schieferige Grauwacke in ausgezeichneten Basaltjaspis umgewandelt worden. Am Hirschstein bei Dillenburg in Nassau, zahlreiche verglaste Grauwackenstücke einschliessend. Am Kinnoulberge in Perthshire (Schottland) wird der Grauwackenschiefer von zahlreichen Doleritgängen durchsetzt; desgleichen erscheint im Kirchspiel Flisk im nördlichen Theile von Fifeshire ein ausgedehnter Gang im grauen Sandstein und Schiefer des untersten old red sandstone, der nach G. Rose (Lyell, Elements of geology 1865. 691) ächter Dolerit ist. Auch im rothen Devonsandstein von Devonshire.

Im Kohlenkalk Englands an manchen Punkten, z. B. bei Blythe und Bolam in Northumberland, Birchhill in Staffordshire, Insel Anglesea (mehrere Vorkommnisse mögen ältern Melaphyren angehören).

Im Rothliegenden der Umgegend von Darmstadt am Stefferitz bei Gundernhausen, am Rossberg bei Rossdorf; auch im Rothliegenden des nordöstlichen Böhmens in mehrern Kuppen.

Im Buntsandstein: an der blauen Kuppe bei Eschwege, am Alpstein bei Sontra in Hessen, am Wildenstein bei Büdingen im Vogelsgebirge, an der Pflasterkaute bei Marksuhl, an der Kupfergrube bei Horschlitt und der Stoffelskuppe bei Eisenach in Thüringen. An allen diesen Punkten kann man in deutlichster Weise Veränderungen des angrenzenden Sandsteins beobachten, wie sie durch Einwirkung einer sehr hohen Temperatur hervorgebracht werden; der Sandstein erscheint in prismatische Säulen abgesondert und ist zu einer gebleichten oder bläulichgrauen, homogenen, emailartig glänzenden, stellenweise blasigen Masse umgewandelt; eine sehr grosse Menge von so gefritteten Sandsteinfragmenten findet sich in dem Basalt eingeschlossen. Die Absonderung des Sandsteins in Säulen ist namentlich ausgezeichnet am Wildenstein, wo ihre Dicke ¼—5 Zoll, ihre Länge bis zu 3 Fuss beträgt, ja es sind deren bis zu 7 Fuss Länge vorgekommen. Der Spitzberg zwischen Lähnhaus und Vorhusdorf in Niederschlesien erhebt sich auch aus dem Buntsandstein.

Im Muschelkalk des Ahnegrabens am Nordabhange des Habichtswaldes bei Cassel; am Kirschberg bei Hünefeld unweit Fulda, wo mächtige Basaltgänge Triaspetrefacten-führende Kalksteinbruchstücke umschliessen; bei Hörschel unweit Eisenach, wo ein fussmächtiger Basaltgang im Muschelkalk aufsetzt und denselben verkieselt hat; solche Silicificationen sind nur durch hydrochemische Processe zu erklären. Am Gebaberg, am Dolmar, am Feldstein bei Themar in Thüringen mit ausgezeichneter Säulenabsonderung.

Im Keuper: am hohen Parkstein bei Weiden im bayerischen Ober-Mainkreise, wo ebenfalls Basaltjaspis als metamorphisches Contactproduct erscheint; an den Gleichbergen in Thüringen, wo er die Lettenkohlen-Gruppe durchbricht.

Im Lias: am Vorgebirge Portrush in Irland, auf den schottischen Inseln Muck und Skye, wo bei Duntulm-Castle der Liasschiefer in eine kieselschieferähnliche Masse umgewandelt ist. Ein ausgezeichnet schöner Durchbruch von Dolerit durch den Lias zeigt sich nach Huot an dem Aïou-Dagh zwischen Yalta und Alouchta an der Meeresküste der Krim.

Im Jurakalk der schwäbischen Alp der Hohenneuffen, der Jusiberg, der schöne Kegel des Karfenbühl bei Dettingen u. a.; diese Basalte sind von massenhaften Tuff- und Conglomeratbildungen begleitet.

In der Kreide: im Quadersandstein am Schöberle bei Kreibitz und zu Johnsdorf bei Zittau, wo sich säulenförmige Absonderung des gefritteten Sandsteins zeigt. Am Ascherhübel bei Spechtshausen unweit Tharand, wo der über Quadersandstein gelagerte Basalt sogar Fragmente des tiefer liegenden Porphyr einschliesst; im Pläner am Planzner Hügel bei Bilin, am Kuzower Berge bei Trziblitz, bei Böhmisch-Aicha im Bunzlauer Kreise, wo die Teufelsmauer, ein 15 Fuss mächtiger isolirter Basaltgang, 2 Stunden weit verfolgt werden kann. Auf der Insel Wight und an der Küste von Dorsetshire; westlich von Belfast an den Black- und Cave-Hills; auf der Insel Rathlin bei Antrim an der irländischen Küste, wo die Kreide zu grobkörnigem krystallinischem Marmor geworden ist (vgl. Bd. I. S. 227).

Im Tertiärgebirge an sehr vielen Punkten, zuweilen in wiederholter Wechsellagerung mit den tertiären Sedimentschichten und vielfach begleitet von Tuffen und Conglomeraten; z. B. in den böhmischen Braunkohlenbecken, wo man eine ältere vorbasaltische und eine jüngere nachbasaltische Braunkohlenformation unterscheidet. In der rheinischen Braunkohlenbildung treten die Basalte namentlich im Siebengebirge auf, wo die Hauptmasse des Basalt älter ist, als die obern Schichten der Braunkohlenformation. Am Meissner in Kurhessen, wo sich der Basalt mehrere 100 Fuss mächtig über thonigen Mergeln und Braunkohlenlagern ausbreitet und als Gang in die Tiefe hinabsetzt; die Braunkohle hat durch den Basalt ihr Bitumen verloren und ist zu sprödem, metallisch glänzendem Anthracit geworden, der überdies eine ebenso deutliche stengelige Absonderung zeigt, wie sie sich an den künstlichen Coaks ausbildet. Dieser Anthracit geht alsdann, je weiter man sich von dem Contact entfernt, durch die Stadien einer Glanzkohle mit muscheligem Bruch und einer Pechkohle in die unveränderte Braunkohle über. Dieselben Verhältnisse zeigen sich am Ziegenkopf am Habichtswalde bei Cassel, wo bergmännische Arbeiten auch den Zusammenhang zwischen Kuppe und Gang erwiesen haben, und am Hirschberge bei Grossalmerode. Aehnliche Contactmetamorphosen hat nach Nög-

gerath die Braunkohle von Utweiler, östlich vom Siebengebirge erlitten. Zu Skeggiastadr zwischen Raufarhavn und Vopnafjördr in Island beobachtete Sartorius von Waltershausen, wie ein Basaltgang den dortigen Surtbrandr in eine schön glänzende anthracitische Kohle umgewandelt hat (Bd. I. S. 396. 361).

Auch Trachytgebirge werden von Basaltgängen durchsetzt, wie am Cantal in Centralfrankreich, am Siebengebirge, wo man Gänge von Basalt im Trachytconglomerat und Trachyt kennt (am Külsbrunnen, zwischen dem Löwenburger Hof und dem Ittenbacher Kottnebel), in Island (zwischen Steinsholt und Hruni im Südland) u. s. w. Basaltdurchbrüche durch Basalt sind ebenfalls bekannt.

Obschon die Basalte alle Schichtgesteine, von den ältesten bis zu den tertiären durchbrochen haben, so liegt darin noch kein Beweis für das allen gemeinsame jugendliche Alter, denn ein Theil derselben könnte möglicherweise sehr alt sein. Zwei Umstände sind es indessen, welche jenes jugendliche Alter höchst wahrscheinlich machen: noch niemals sind ächte Basalte unter Lagerungsverhältnissen beobachtet worden (z. B. etwa überlagert von alten Schichtgesteinen, durchsetzt von alten Eruptivgesteinen), welche ihr hohes Alter bekunden, und noch niemals hat man in Conglomeraten, welche älter sind als die Tertiärbildungen Geschiebe ächten Basalts aufgefunden. Die genaue Verknüpfung mit den während der Tertiärzeit erfolgten Ablagerungen spricht dafür, dass die Basalteruptionen ebenfalls während derselben oder gleich nach derselben erfolgten, im Allgemeinen also mit denen der Trachyte gleichalterig sind.

In Europa erscheinen, andere vereinzelte Vorkommnisse abgerechnet, die basaltischen Gesteine hauptsächlich in drei grossen Gruppen und Zonen angeordnet:

Die nördlichste ist jener grosse Basaltzug, welcher aus dem nördlichen Irland durch die Hebriden und Schottland sich erstreckt, in der Verlängerung die basaltischen Faeröer bildet und endlich in den gewaltigen Basaltdeckensystemen der Insel Island sein Ende findet. In der Gesteinsausbildung ist die anamesitische sehr vorherrschend. Prachtvolle Säulenbildungen zeichnen diesen Zug aus.

Die zweite Zone kann man die mitteldeutsche Basaltzone nennen, weil sie das mittlere Deutschland zwischen dem 50.° und 52.° nördlicher Breite auf eine weite Erstreckung hin von West

nach Ost durchzieht. Sie beginnt im Westen mit den Basaltkuppen und Basaltlavaströmen der Eifel, zieht über das Siebengebirge, den Westerwald, bildet das Vogelsgebirge mit seinen zahlreichen über einen grossen Theil von Hessen und der Wetterau verbreiteten Vorpostenkegeln, die Rhön, setzt sich durch Thüringen (Pflasterkaute, Stoffelskuppe u. s. w.), Sachsen (Annaberg, Oberwiesenthal), durch das nördliche Böhmen zu beiden Seiten der Elbe bis nach Schlesien hinein fort, wo sie in der kleinen Schneegrube auf dem Riesengebirge ihr nordöstlichstes Ende erreicht. Ausserhalb dieses breiten Gürtels erscheinen noch die Basalte des Kaiserstuhlgebirges im Breisgau und die sehr vereinzelten der schwäbischen Alp.

Die südlichste Zone ist die grosse Basaltgruppe der Auvergne, des Cantal, des Velay und des Vivarais in Centralfrankreich, ohne vorwaltende Längenrichtung, wahrscheinlich von verhältnissmässig jugendlicher Entstehung.

Ausgezeichnete Absonderungsformen sind den Basaltgesteinen eigen, namentlich ist es die säulenförmige Zerklüftung, welche hauptsächlich bei den Anamesiten und eigentlichen Basalten in grosser Schönheit ausgebildet ist. In den horizontalen Basaltausbreitungen stehen die Säulen senkrecht und erreichen oft eine wunderbare Höhe, Zierlichkeit und Schlankheit; zu den ausgezeichnetsten Vorkommnissen dieser Art gehören die colossalen Colonnaden des Riesendamms (Giants causeway) in Nordirland, die berühmten gigantischen Säulengruppen der Fingalshöhle auf der schottischen Insel Staffa; die kaum minder majestätischen hohen und schlanken Säulenreihen von Stapi auf der Südseite des Snaefellsjökull in Island, wo die Meeresbrandung ebenfalls die merkwürdigsten Grotten erzeugt hat; die prachtvollen Basaltsäulen des Minderbergs bei Linz, des Scheidskopfs bei Remagen, des Weilbergs im Siebengebirge am Rhein; die malerischen Säulengruppen vom Schloss Rochemaure sowie das »Riesenpflaster« von Chenavari im Vivarais, unzähliger anderer nicht zu gedenken. In den senkrechten Gängen liegen die Basaltsäulen horizontal wie Holzscheite übereinander. S. v. Waltershausen sah am Vindfjallbjarg am Vopnafjördr in Island, wo ein Basaltgang sich oberflächlich zu einem Lager ausbreitet, wie die horizontalen Säulen im Gange sich allmählich in dem Lager vertical stellen, indem sie strahlenförmig der Umbiegung des Ganges folgen. Krug von Nidda macht darauf aufmerksam, dass man an

manchen isländischen Basaltgängen beobachten kann, wie dieselben aus zwei nebeneinandergelagerten Säulenreihen bestehen, welche von den Saalbändern aus nach der Mitte des Ganges zu sich erstrecken, wo sich oft eine Kluft zeigt und die Säulen nicht mit einander correspondiren.

Die Säulen zeigen alle möglichen Verschiedenheiten in Dimensionen und Formen, bald sind sie schmal und dünn, bald als dicke und mächtige Pfeiler ausgebildet, bald sind sie gerade gestreckt, bald schiffsartig gekrümmt, bald sogar hin und her gewunden. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Säulen sind nicht selten mit Zeolithen und andern Mineralien ausgefüllt. In ebenfalls grosser Vollkommenheit und ganz analoger Weise bietet sich die Säulenabsonderung bei den basaltischen Laven dar, bei denen auch die Stellung der Säulen in vollkommen gesetzmässiger Weise (vgl. Bd. I. 102) von der Begrenzungsfläche des Nebengesteins abhängt. Ausgezeichnet zeigt dies z. B. der von dem Volant durchschnittene Lavastrom des Kraters Coupe d'Ayzac bei Antraigue im Vivarais, welcher ein Thal im Gneiss erfüllt und seine Säulen senkrecht sowohl auf dessen Sohle als auf dessen Gehänge gestellt hat (vgl. auch Lyell, Elements of geology 1865. 611).

Plattenförmige Absonderung ist auch nicht selten bei den Basalten; die Platten sind oft fussdick, oft nur zolldick (vgl. Bd. I. S. 100), und vielfach ist säulenförmige und plattenförmige Absonderung so mit einander verbunden, dass die Säulen in einzelne Platten zertheilt sind, deren Begrenzungsfläche entweder senkrecht oder schräg auf der Säulenaxe steht.

Kugelförmige Absonderung ist mitunter mit der säulenförmigen verknüpft, indem die Säulen aus zahlreichen, längs der Axe aneinander gereihten Kugeln bestehen, wie man dies z. B. am Eckardsberg bei Zittau und in der Bertricher Käsegrotte in der Eifel beobachten kann. Häufiger ist die selbständige Kugelabsonderung im massigen Gestein. Die Kugeln sind vielfach aus concentrischen Schaalen zusammengesetzt. Ausgezeichnet findet sich die Kugelbildung an manchen isländischen Basaltgesteinen. Am südlichen Theile der Basaltkuppe Flötzberg bei Unter-Rothau im böhmischen Erzgebirge ist nach Jokély der Basalt in Ellipsoide bis zu 1½ Klafter im Durchmesser gross aufgelöst, an welchen concentrisch-schaalige Zusammensetzung stellenweise höchst vollkommen ausgeprägt ist;

die Schaalenstructur beschränkt sich indessen nicht auf einzelne solche Kugeln, sondern sie geht, nachdem sie anfangs nur einen ellipsoidischen Kern umhüllt, der meist innerhalb seiner Masse wieder in kleinere schaalig zusammengesetzte Kugeln gegliedert erscheint, weiter, so dass eine solche Schaale dann noch das zweite, eine andere noch das dritte Ellipsoid gemeinschaftlich umschliesst, bis sich endlich der ganze Complex dieser Sphäroidbildungen zu einem Riesenellipsoid abgrenzt, an Grösse zum Theil entsprechend der einstigen Ausdehnung des Basaltstocks (Jahrb. der k. k. geol. R.anst. VIII. 1857. 74).

Unregelmässige polyedrische Absonderung erscheint im Ganzen seltener an den Basalten, bei welchen gerade jene regelmässigen Absonderungsformen in vielverbreiteter und charakteristischer Weise ausgebildet sind.

K. C. v. Leonhard, die Basaltgebilde in ihren Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. 2 Bde. Stuttgart 1832.
Abich, über die Natur u. d. Zusammenhang d. vulk. Bildungen. Braunschweig 1841.
Sartorius v. Waltershausen, die vulk. Gest. v. Sicilien und Island. Göttingen 1853.
Durocher, Feldspath der Dolerite u. Anam. Islands u. d. Faeröer, Annales des mines (3) XIX. 1841. 549.
Forchhammer, Feldsp. aus d. Doleritporph. d. Faeröer, Journ. f. pract. Chemie XXX. 385.
Damour, Feldsp. aus d. Trapp v. Djupavogr, Island, Bull. de la soc. géol. (2) VII. 88.
Heusser, Doler. v. Meissner, Poggend. Ann. LXXXV. 1852. 299.
Girard, Bas. v. Meissner, Poggend. Ann. LIV. 1841. 562.
Wrightson, Bas. v. Schiffenberg bei Giessen, Annalen d. Chem. u. Pharm. LV. 1845. 358.
Gräger, Basalte Hessens, Brandes u. Wackenroder, Arch. f. Pharm. (2) XIX. 1839. 98.
E. v. Bibra, Bas. v. Grosswallstadt bei Aschaffenburg, Journ. f. pr. Chemie XIV. 1838. 418.
G. Leonhard, Bas. v. Baden, Geogn. Skizze d. Grhzgth. Baden 40.
C. Gmelin, Bas. v. Steinsberg bei Sinsheim, Baden, G. Leonhard, Beitr. z. min. Kenntn. Badens 1853. I. 85.
J. Schill, Bas. u. Dolerite v. Kaiserstuhl, ebendas. 1854. III. 18. 43.
J. Schill, Bas. v. Hohenhöwen im Hegau, N. Jahrb. f. Min, 1857. 44.
E. E. Schmid, Bas. d. Rhön, Poggend. Ann. LXXXIX. 1853. 291.
F. Sandberger, Bas. v. Nassau, Uebers. d. geol. Verh. d. Herz. Nass. 74.
Erbreich, Bas. d. Westerwaldes, Karstens Archiv VIII. 1835. 15.
v. Dechen, Bas. d. Siebengeb., Geogn. Führer in d. Siebengeb. 140.

191. Bas.-Laven des Laacher See und der Vorder-Eifel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 118.
Bergemann, Bas. v. Obercassel bei Bonn, Karstens u. v. Dechens Archiv XXI. 1847. 38.
Ebelmen, Bas. v. Linz am Rhein, Annales des mines (4) XII. 1847. 638.
G. Bischof, Bas. d. Umgeg. v. Bonn, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. III. 418.
Zirkel, Doler. v. Brinkenköpfchen bei Kelberg, Eifel, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 539.
A. E. Reuss, Bas. d. böhm. Mittelgeb., Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 168.
Jokély, Bas. d. böhm. Mittelgeb., Jahrb. d. geol. R.anst. IX. 1858. 400.
Struve, Bas. aus Böhmen, Poggend. Ann. VII. 1826. 349.
Ebelmen, Bas.lava v. Kammerbühl (Böhmen), Polignac u. Crouzet (Haute-Loire), Annales des mines (4) VII. 1845. 40. 34. 26.
Sinding, Bas. v. Stolpen, Sachsen, Pogg. Ann. XXXXVII. 1839. 184.
Tschermak, Bas. v. Rautenberg, Mähren, Jahrb. d. geol. R.anst. 1857. 760; v. Hrosenkau bei Banow, ebendas. 1858. 79.
Madelung, Bas. v. Hotzendorf, Mähren, Jahrb. d. geol. R.anst. 1864. 1.
Stache, Bas. Siebenbürgens, v. Hauer u. Stache, Geol. Siebenb. 1863. 51.
vom Rath, Dolerit d. Euganeen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 498.
Kosmann, Bas.lava v. Puy de Colière u. Puy de Come, Auvergne, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 657.
Tournaire, Bas. v. Issingeaux, Annales des mines (5) XVII. 1860. 65.
Streng, Doler. u. Anam. v. Staffa, Irland, Faeröer, Poggend. Ann. XC. 1853. 110. Bas. v. Striegau, Schlesien, ebendas. 120.
Haughton, Doler. v. Skavig-See auf Skye, Dubl. quart. journ. of sc. XVII. 94. N. Jahrb. f. Min. 1865. 488.
Boué, Bas. Irlands u. Schottl., Sitzgsb. d. Wien. Akad. IL. 1864. 446.
Durocher, Trappe der Faeröer, Annales des mines (3) XIX. 1841. 559.
Bunsen, Dol., An. u. Bas. Islands, Pogg. Ann. LXXXIII. 1851. 202 ff.
Kjerulf, Bas. v. Island, Nyt mag. f. naturvidensk. VIII. 1855. 89.
Krug v. Nidda, Bas. Islands, Karstens Archiv VII. 1834. 421.
Zirkel, Bas. v. Island, Preyer u. Zirkel, Reise n. Island 1862.
Ch. St. Cl. Deville, Laven v. Teneriffa u. Fogo, Zeitschr. d. d. geol. Ges. V. 1853. 692. Laven v. Guadeloupe, Bull. de la soc. géol. (2) VIII. 1851. 425.
Hartung, Bas. u. Laven d. Azoren, Die Azoren 1860. 97 ff.
Cochius, Bas. v. Madera, Journ. f. pract. Chemie XCIII. 1864. 140.
Prölss, Dol. u. Bas. v. Java, N. Jahrb. f. Min. 1864. 427.
A. Hague, Bas.laven v. Kilauea, N. Jahrb. f. Min. 1865. 308.

Jüngere Anorthitgesteine.

Auch unter den jüngeren Gesteinen kehren die anorthitführenden wieder, deren ältere Glieder S. 132 zusammengestellt

wurden. Den Basalten nahe verwandt bilden sie mit ihrer basischen Beschaffenheit den Schluss der jüngeren Feldspathgesteine. Nach unsern jetzigen, nicht sehr ausgedehnten Kenntnissen dieser Gesteine, walten darunter die augithaltenden (jüngern Eukrite) bei weitem über die hornblendehaltenden (jüngern Corsite) vor. Einige Laven sind höchst ausgezeichnete Eukrite.

Hierher gehören die Grünsteine (Teschenite z. Th.) aus der Gegend von Neutitschein in Mähren, welche dort jünger als Neocom sind und von Tschermak (und Knaffl) untersucht wurden; sie stellen gewissermaassen einen Anorthit-Dolerit im Gegensatz zu dem Labrador-Dolerit dar. Die schwärzlich grüne Masse besteht aus vorherrschendem Feldspath, welcher ohne Zweifel Anorthit ist, zu dem sich Augit, auch Hornblende gesellt. Tschermak unterscheidet Diorite und Diabase, jenachdem Hornblende oder Augit vorwalten; das Gestein führt auch Epidot und Kupferkies; von Salzsäure wird das Pulver ganz zersetzt und es bleibt pulverige Kieselsäure zurück. Die Analyse des Gesteins vom Gümbelberge ergab: Kieselsäure 39.10; Thonerde 16.26; Eisenoxyd 4.56; Eisenoxydul 7.43; Kalk 5.68; Magnesia 19.01; Kali 0.79; Glühverlust 4.37; Kupferoxydul 1.57; Kohlensäure 0.12 (98.89); das spec. Gewicht war 2.952 und 2.966. Auffallend ist die ausserordentlich geringe Menge von Kieselsäure, auch ist die geringe Menge von Kalk gegenüber der unerwartet grossen von Magnesia seltsam; letztere hängt vielleicht mit einer begonnenen Serpentinisirung zusammen.

Die auf S. 134 erwähnten von v. Hochstetter untersuchten Anorthitgesteine von Boguschowitz bei Teschen stehen mit diesen in engster Verbindung und setzen auch im Neocom auf, weshalb sie ebenfalls dieser jüngern Abtheilung zuzuzählen sind.

Eine echte Eukritlava ist diejenige, welche in Island einen in westnordwestlicher Richtung von der Hekla zum Flusse Thjórsá sich erstreckenden Strom bildet; nach Genth besitzt sie eine grauschwarze blasige Grundmasse aus Anorthit und Augit bestehend, in welcher krystallinische Partieen von weissem Anorthit und Körnchen von Olivin liegen. Das spec. Gewicht beträgt nach Genth 2.844, nach S. v. Waltershausen 2.952. Der Feldspath, von Genth Thjorsauit genannt, wurde gesondert untersucht und stimmte in seiner Zusammensetzung vollständig mit dem Anorthit überein, weshalb man jenen Namen, wie es auch geschieht, fallen lassen muss.

I. Zusammensetzung der Eukritlava, II. des Anorthit daraus nach Genth. III. des Anorthit nach Damour.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . .	49.60	48.75	45.97
Thonerde . . .	16.89	30.59	33.28
Eisenoxydul . .	11.92	1.50	1.12 Eisenoxyd
Kalk	13.07	17.22	17.21
Magnesia . .	7.56	0.97	—
Kali	0.20	0.62	—
Natron . . .	1.24	1.13	1.85
Spuren von Mn, Co, Ni		—	0.69 beigem. Augit
	100.48	100.78	100.12

Rammelsberg bestimmte darnach die Zusammensetzung dieser Lava, deren Olivin auch durch Genth untersucht war, zu 55.59 Anorthit, 40.46 Augit, 4.51 Olivin. Weissgelbe kleine Feldspathkrystalle aus einer ältern Heklalava, welche oberhalb Näfrholt von der neuen Lava der Jahre 1845 und 1846 gedeckt wird, ergaben sich durch die Untersuchung von S. von Waltershausen gleichfalls als Anorthite, ihre Zusammensetzung stimmt sehr nahe mit III. überein.

Derlei Eukritlaven mögen verbreiteter sein, als man weiss; manches mag als Labradorbasaltlava gelten, was diesen Gesteinen zugezählt werden müsste, indem man äusserlich den eingliedrigen, zwillingsgestreiften Anorthit nicht von dem vollständig ähnlichen Labrador unterscheiden kann und erst die Analyse über die Natur des Feldspaths Licht verbreiten muss. Ein Feldspath aus Laven von der Insel Java ergab nach Reinwardts unvollständig gebliebener Analyse: Kieselsäure 46; Thonerde 37; Kalk 14.5; Natron 0.6. Es scheint dies auch ein Anorthit zu sein.

Bei den eigentlichen Basalten (S. 295), wurde auch bereits darauf aufmerksam gemacht, dass vermuthlich manche derselben anorthitführend seien; dahin gehört das porphyrartige basaltähnliche Gestein, welches in Island an der Küste des nördlichen Eismeers sehr verbreitet ist, und grosse zwillingsgestreifte fast durchsichtige Feldspathe enthält, die nach einer unvollendeten Analyse einen Kieselsäuregehalt von 48.18 und einen Kalkgehalt von 15.24 besitzen, Zahlen, die denen des Anorthit sehr nahe kommen (Preyer u. Zirkel, Reise n. Island 1862. 295).

Gesteine der Insel St. Eustache, Antillen, sind nach Ch. St. Cl.

Deville gleichfalls anorthithaltig; er fand in einem etwas zersetzten Anorthit aus einem porphyrartigen Gestein mit bläulicher etwas erdiger Grundmasse: Kieselsäure 45.8; Thonerde 35.0; Kalk 17.7; Magnesia 0.9; Natron 0.8 (100.2). Spec. Gew. = 2.73.

Die Krystalle lösten sich mit grösster Leichtigkeit in Säure.

Tschermak, Gest. v. Neutitschein, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. XL. 1860. 127.
Genth, Thjórsálava. Annal. d. Chem. u. Pharmac. LXVI. 1848. 17.
Damour, Anorthit daraus, Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 83.
Rammelsberg, Thjórsálava, Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 1849. 236.
Sartorius v. Waltershausen, Vulk. Gest. v. Sic. u. Isl. 22. 30.
Ch. St. Cl. Deville, Eukrit v. St. Eustache, Annal. de chim. et de phys. (3) XL. 286; auch Comptes rendus XX. 1845. 179.

Anhangsweise sei hier erwähnt, dass auch Meteorsteine aus einem Anorthit- und Augitgemenge (Eukrit) bestehen. So die untereinander sehr übereinstimmenden Steine von Stannern in Mähren und von Juvenas, Dép. Ardèche, wahrscheinlich auch der von Jonzac bei Barbezieux, Dép. der untern Charente.

Den Stein von Stannern zerlegte Rammelsberg durch Salzsäure in ein zersetzbares und unzersetzbares Silicat; in dem erstern ist das Sauerstoffverhältniss von $\dot{R} : \ddot{R} : \ddot{Si} = 0.95 : 2.7 : 4$, das des Anorthit; das zweite stellt sich als Augit dar. Rammelsberg berechnete die Zusammensetzung zu: 65.15 Augit, 34.92 Anorthit, 0.98 Magneteisen, 0.54 Chromeisen. (Poggend. Annal. LXXXIII. 591.)

In dem Stein von Juvenas erkannte G. Rose grünlichbraunen, zuweilen deutlich krystallisirten Augit (in der Form, wie er in Basalten und Laven erscheint) und weissen zwillingsgestreiften Feldspath, ausserdem röthlichgraue Körner und Krystalle von Magnetkies und gelbe Blättchen, wahrscheinlich Titanit (Poggend. Annal. IV. 173). Auch diesen Stein zerlegte Rammelsberg mit Salzsäure; das zersetzbare Silicat führt auf das Sauerstoffverhältniss 1.03 : 3.07 : 4, das des Anorthit, das unzersetzbare auf das des Augit; er berechnete 62.65 Augit, 34.56 Anorthit, 0.60 Apatit, 0.25 Titanit, 1.35 Chromeisen, 1.17 Magneteisen, 0.25 Magnetkies (a. a. O. 585).

Alle jene oben erwähnten Gesteine sind augitführende Eukrite.

Das unter den jüngern Anorthitgesteinen die hornblendeführenden Corsite viel weniger bekannt sind, wurde schon früher (S. 133) bemerkt. G. Rose untersuchte Auswürflinge vom Pico das

Camarinhas auf der Azoren-Insel San Miguel, welche aus schwarzer, stark glänzender Hornblende (wenigen gelben Apatitsäulen) und deutlich gestreiftem, wasserhell durchsichtigem Feldspath bestehen; letzterer ist höchst wahrscheinlich Anorthit, da er schon in Stücken mit Salzsäure gekocht, zersetzt wird und seine Auflösung einen starken Niederschlag von Thonerde und oxalsaurem Kalk gibt (G. Hartung, die Azoren 194).

Feldspathfreie Gesteine.

Dazu gehören Greisen, Turmalinfels, Saussurit-Gabbro, Eklogit (Cyanitfels), Granatfels (Kinzigit und Cordieritfels), Dunit, Lherzolith und Eulysit. Quarz, Glimmer und Turmalin (in den beiden erstern Gesteinen), Saussurit, Diallag, Smaragdit, Hornblende und Granat (in den mittlern), Olivin (in den drei letztern) sind die Hauptgemengtheile.

Greisen.

(Hyalomicte.)

Der Greisen ist ein körniges, graues Gestein, bestehend aus hellgrauem Quarz und grauem, gelblichem auch ölgrünem Glimmer (meist Lithionglimmer); der Quarz in sehr grobkörnigen Individuen waltet durchweg beträchtlich über die Glimmerblätter vor.

Ein selten vorkommendes Gestein steht der Greisen meistens mit Granit in innigem Zusammenhang und kann als eine feldspathfreie Granitmodification betrachtet werden. Der Uebergang zwischen Granit und Greisen wird durch allmählige Abnahme des Feldspathgehalts hervorgebracht und es erscheinen so Greisengesteine, welche den Feldspath gewissermaassen nur als accessorischen Gemengtheil enthalten. Ein anderes häufiges accessorisches Mineral ist Zinnstein in kleinen Körnern, wie auch Zinnerzgänge gar manchmal den Greisen durchsetzen oder begleiten. Der Greisen ist ein vollkommen massiges Gestein, welches keine Spur von Schichtung an sich trägt und auch keine Schieferung aufweist, dagegen ist parallelepipedische und unregelmässige polyedrische Zerklüftung den meisten Vorkommnissen eigen.

Bei Zinnwald im Erzgebirge umlagert Porphyr einen domförmigen Stock von elliptischem Umriss, dessen Hauptmasse aus un-

regelmässig abwechselnden, bald scharf an einander abschneidenden, bald unmerklich in einander übergehenden Partieen von Greisen und Granit besteht; darin sind die 8 sog. Zinnsteinflötze, in der Mitte flach liegend, nach den Rändern zu schalenförmig abfallend concentrisch eingeschaltet. Nach Naumann sieht man auch am Kielberg an der westlichen Grenze der grossen Carlsbad-Eibenstocker Granitpartie den Granit sehr deutlich in Greisen übergehen; Greisen erscheint auch in einigen kleinen Felskuppen dicht am Schiesshause von Geyer an der Elterleiner Strasse.

Vgl. u. a. A. E. Reuss, Umgebungen v. Teplitz u. Bilin 1840. 40.
H. Müller in v. Cottas Gangstudien III. 36.
Stelzner, d. Granite v. Geyer u. Ehrenfriedersdorf. Freiberg 1865. 12.

Ausser diesen Vorkommnissen kennt man noch andere Ablagerungen von Greisen, mit denen sämmtlich Zinnerzlagerstätten in Verbindung stehen, wie bei Schlaggenwald in Böhmen, in Cornwall mehrorts, auf der ostindischen Zinninsel Banka; diese Greisengesteine bilden meist unregelmässig gestaltete Stöcke im Granit, ähnliche Greisenstöcke finden sich auch im Granit von Vaulry im Dép. der obern Vienne.

Bei Gelegenheit des Greisen sei das sog. Zwittergestein (auch wohl Stockwerksporphyr genannt) von Altenberg in Sachsen erwähnt, ein splitteriges, feinkörniges bis dichtes, dunkelgraues Gestein, der Hauptsache nach eine eisenschüssige Quarzmasse, welche mit Chlorit mehr oder weniger imprägnirt ist und oft krystallinische Quarzkörner eingewachsen enthält. In der feinkörnigen Masse erkennt man mit Hülfe der Loupe Chlorit, Zinnstein (Zwitter genannt) und Arsenikkies fein eingesprengt, schmale Adern von Quarz verlaufen in der Masse. In dem Altenberger Stockwerk ist der Uebergang von Granit in diese Masse ersichtlich, welcher längs Quarzklüften erfolgt.

v. Cotta, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1860 Nro. 1. 1862. S. 74.

Hier könnte man alsdann auch das Ganggestein mancher Zinnerzgänge von Cornwall (z. B. der Districte von St. Agnes und St. Just) anreihen, welches ebenfalls ein Gemenge von Quarz (capel genannt) mit Chlorit oder einem andern ähnlichen Mineral (peach) darstellt.

Turmalinfels.

(Schörlfels, Schörlschiefer, Turmalinschiefer, Schörlquarzit, Hyalotourmalite, Schörlrock).

Der Turmalinfels ist ein bald grob-, bald feinkörniges, bald schieferiges Gemenge, aus graulichweissen Quarzkörnern und dunkelbraunen oder schwarzen Turmalinkörnern zusammengesetzt. Man pflegt nach der Grösse und Verbindungsweise der Körner folgende Abarten zu unterscheiden:

körnigen Turmalinfels, ein grob- bis kleinkörniges Gemenge der beiden Mineralien in deutlich von einander unterscheidbaren Individuen mit vollkommen granitartiger Textur, daher meist schwarz und weiss gefleckt erscheinend;

dichten Turmalinfels; beide Gemengtheile sind so feinkörnig ausgebildet, dass das Gestein dichte Beschaffenheit zeigt, und einfach graulichschwarz gefärbt, eine der häufigsten Varietäten;

schieferigen Turmalinfels, Turmalinschiefer; in einer feinkörnigen Quarzmasse sind lagenweise feine Körnchen oder dünne Nädelchen von Turmalin eingesprengt, so dass durch die abwechselnden Lagen beider Mineralien eine schieferige Textur entsteht. Die Schieferlagen dieses schwarz und graulichweiss gestreift erscheinenden Gesteins sind meistens wellenförmig gewunden.

Der Turmalinfels ist ein Gestein, welches an den meisten Punkten seines Vorkommens in sehr naher Beziehung zu den Graniten steht, namentlich zu derjenigen turmalinführenden Abart des Granit, welche Bd. I. 496 als Turmalingranit aufgeführt wurde. Uebergänge in Granit werden durch den Eintritt von oft beträchtlich grossen Orthoklaskrystallen vermittelt, welche im Turmalinfels in petrographischer Hinsicht die Rolle von accessorischen Gemengtheilen spielen.

In dem Turmalinfels von Meladore und Trevalgan bei St. Ives in Cornwall gewahrt man, worauf schon de la Beche aufmerksam machte, dass an manchen Stellen diese Feldspathkrystalle durch Verwitterung weggeführt sind, und im Innern der Höhlung, welche die Gestalt des verschwundenen Minerals scharf wiedergibt, Turmalin in einander durchkreuzenden Nadeln krystallisirt ist. Glimmerblättchen von schwarzer oder silberweisser Farbe treten auch in den Turmalinfels ein, wodurch schieferiger Turmalinfels in gneiss- oder

glimmerschieferähnliche Gesteine übergeht. Von accessorischen metallischen Mineralien sind Zinnstein und Arsenikkies zu nennen, namentlich stellt der erstere sich als getreuer Begleiter auf zahlreichen Turmalinfelsgängen ein.

Früher (Bd. I. 496) wurde bemerkt, dass besonders die äussern Grenzen der Granitablagerungen es sind, an denen sich Turmalin theils in einzelnen Körnern und Nadeln, theils in Aggregaten von stengelig-strahliger Zusammensetzung einstellt; aus diesen Turmalingraniten entwickelt sich nach aussen zu der Turmalinfels, indem der Turmalin fortwährend an Menge zunimmt, während Glimmer und Feldspath nach und nach verdrängt werden, bis ein Gemenge von Quarz und Turmalin zurückbleibt. Die äusserste Umgrenzung der turmalinführenden Granite ist demnach der Hauptlagerort der Turmalinfelsgesteine, und mit Recht erklärte Forbes in Anbetracht der innigen Verknüpfung von Turmalinfels mit Granit schon im Jahre 1822 den erstern nur als eine Modification des letztern. Ausserdem bildet der Turmalinfels — ohne erkennbaren Zusammenhang mit Granit — grössere selbständige stockförmige Ablagerungen, sowie auch Gänge, welche den Granit und benachbarte Gesteine zugleich durchsetzen.

Am ausgedehntesten und vorzüglichsten entwickelt erscheint der Turmalinfels auf der Halbinsel Cornwall, wo einerseits aus den an der Grenze der Granitablagerungen vielverbreiteten Turmalingraniten an vielen Punkten das in Rede stehende Gestein hervorgeht, andererseits auch im Innern von Granitmassen der Turmalinfels auftritt und zwar in der Weise, dass zonenartige Parallelmassen beider Gesteine oft sehr regelmässig mit einander abwechseln. So z. B. besteht der Granit von St. Austell »ganz und gar aus abwechselnden parallelen Massen von Granit und Turmalinfels; an einer Stelle ist es Granit mit Streifen von Turmalin oder Turmalinfels, an einer andern Turmalinfels mit Streifen von Granit und hier und da herrscht die eine Gebirgsart so vor, dass die andere ganz verdrängt ist; die parallelen Streifen von Turmalinfels sind oft in der Mitte durch eine schmale durch Zinnstein bezeichnete Absonderung getrennt. Aehnlich ist es auf der Nordseite von Dartmoor, wo die Wechsel zwischen Granit und Turmalinfels nach dem Schiefer zu häufiger werden, so dass zuletzt ein feinstreifiges Gestein erscheint« (Sedgwick). Ausgezeichnet grobkörniger Turmalinfels findet sich als eine mit dem

Granit zusammenhängende Masse zwischen dem Cap Cornwall und dem Cap Landsend. Auch die Turmalinfelsgänge stellen sich meistens auf der Grenze von Granit und Schiefer ein. Merkwürdig sind die von Forbes beschriebenen Turmalinfelsgänge von Rosemodris, welche ½ bis 3 Fuss mächtig in grosser Anzahl und unter einander parallel den Granit durchschneiden, ohne in den darüberliegenden Schiefer hineinzusetzen; eigenthümlich ist auch das von Carne erwähnte Vorkommen des Turmalinfels im Granit von Carn-Boscawen, wo eine bis zu 8 Fuss mächtige gangförmige Turmalinfelsmasse nach oben zu sich in mehrere auskeilende Trümer zerschlägt, nach unten zu hingegen vollkommen in den Granit übergeht. Andere Turmalinfelsgänge erscheinen am Polmear-Cliff und bei Zennor, letztere setzen ausschliesslich im Schiefer auf. Die bedeutendste, selbständige Turmalinfelsmasse in Cornwall, mitten im Gebiet des Schiefers gelegen, ist der Roche-Rock bei Bodmin, eine gewaltige hoch emporragende Felsmasse von körnigem Turmalinfels, wie der Granit in matratzenähnliche Bänke abgesondert.

Nach Naumann steht bei Beyerfeld unweit Schwarzenberg in Sachsen auf ein paar hundert Schritt weit mitten im Glimmerschiefer ein körniges Gemenge aus viel Turmalin und wenig Quarz an, welches nicht geschichtet, aber im Grossen ungemein zerklüftet ist. Bei Geyer und Ehrenfriedersdorf in Sachsen stehen turmalinfelsartige Gesteine mit den dortigen zinnerzführenden Quarzgängen in Verbindung. Turmalinschiefer von Auersberg bei Eibenstock im Erzgebirge.

Das von v. Eschwege unter dem Localnamen C a r v o e i r a beschriebene Gestein aus Brasilien, welches in dem dortigen Itacolumit-Terrain auftritt, besteht der Hauptsache nach aus Quarz und Turmalin.

Freiesleben, Geognost. Arbeiten VI. 1, wo zuerst die Selbständigkeit des Turmalinfels hervorgehoben wurde.
Forbes u. Carne, Transactions of the geol. soc. of Cornwall 1822. II. 57. 253. 262. III. 220.
Boase, ebendas. 1832. IV. 240. 273
Sedgwick, Karstens Archiv X. 1837. 617. 619.
De la Beche, Report on the geology of Cornwall etc. 160. 174.
Naumann, Geogn. Beschr. d. Kgrchs. Sachsen II. 201.
Daubrée, Annales des mines (3) 1841. XX. 84.
v. Eschwege, Beiträge z. Gebirgskunde Brasiliens 1832. 178.

Anhangsweise sei an den Turmalinfels der sog. **Topasfels** (Topazosème, Hauy) gereiht, obschon dieser wesentlich ein klastisches, breccienartiges Gestein ist. Er besteht aus groben Bruchstücken eines quarzreichen Turmalinschiefers, durchschnittlich von der Grösse einer Faust, welche durch ein krystallinisches Bindemittel von Quarz und Topas cämentirt sind. In den Drusenräumen zwischen den Bruchstücken sind Quarz, Topas und Turmalin in Krystallen ausgebildet, ockergelbes Steinmark füllt hier und da die Zwischenräume zwischen den Krystallen aus, auch sitzen in den Drusenräumen kleine Krystalle von Zinnstein.

Dieser Topasfels bildet eine schroff mauerartig 80 Fuss hoch emporragende Felsmasse, den Schneckenstein, im Glimmerschiefer bei Auerbach im sächsischen Voigtlande; er lässt keinen Uebergang in den umgebenden Glimmerschiefer erkennen.

Henckel, Acta physico-medica 1737. IV. 316 beschrieb zuerst den »Schneckentopas«.
J. G. Kern, vom Schneckenstein oder dem sächsischen Topasfelsen. Prag 1776.
J. F. W. v. Charpentier, Miner. Geogr. d. chursächs. Lande. 1778. 309.
Breithaupt, N. Jahrb. f. Min. 1854. 787.

Saussurit-Gabbro.

Damit seien diejenigen Gesteine bezeichnet, welche neben **Diallag** oder **Smaragdit** solchen **Saussurit** führen, der nicht als ein labradorartiger Feldspath betrachtet werden kann, sondern ein zoisit- oder mejonitähnliches Mineral zu sein scheint. Von ihm war schon S. 112 die Rede, da man derlei Gesteine gleichfalls als Euphotide oder Gabbro aufgeführt hat. Zu ihnen ist namentlich das schöne Gestein zu zählen, welches sich in Geschieben und grössern Blöcken an den Ufern des Genfer Sees findet und ein grosskörniges Gemenge von vorwaltendem graulich- bis bläulichweissem derbem feinkörnigem sog. Saussurit und gras- bis apfelgrünem, auf den Spaltungsflächen perlmutterig glänzendem Smaragdit darstellt. Von diesem Saussurit gibt es eine alte Analyse von Th. de Saussure (Journ. des mines XIX. 205) und eine neuere von J. Fikenscher (Journ. f. pract. Chemie LXXXIX. 456; Neues Jahrb. f. Min. 1864. 83), welcher darin fand: Kieselsäure 45.35; Thonerde 30.28; Kalk 13.87; Magnesia 3.38; Natron 4.23; Eisenoxydul 1.37; Glüh-

verlust 0.71; das spec. Gewicht ist wiederum hoch, 3.227. Das Sauerstoffverhältniss ist 1.46 : 3 : 5.08, oder nahe wie 1 : 2 : 3½. Fikenscher betrachtet diesen Saussurit, dessen feines Pulver von Säuren nur wenig angegriffen wird und von dem feine Splitter nur schwer vor dem Löthrohr schmelzen, als eine selbständige Species. Der Smaragdit dieses Gesteins besitzt nach ihm die Spaltbarkeit der Hornblende und kann als eine Abänderung des Uralit betrachtet werden, ausserdem enthält es Grammatitfasern und kleine blutrothe scharfe Granatkrystalle. Hierher scheinen auch zu gehören das Gestein vom Mont-Genèvre mit grünlichweissem Saussurit (I), eines aus dem Orezzathal in Corsica mit Saussurit (II), beide untersucht von Boulanger (Annal. des mines (3) VIII. 159; Poggend. Annal. XXXVI. 479) und das vom Monte-Rosa mit bläulichweissem Saussurit (III), den Hunt analysirte (Amer. journ. of sc. (2) XXVII. 336):

	I.	II.	III.
Kieselsäure	44.6	43.6	43.59
Thonerde	30.4	32.0	27.72
Eisenoxyd	—	—	2.61
Kalk	15.5	21.0	19.71
Magnesia	2.5	2.4	2.98
Kali	—	1.6	—
Natron	7.5	—	3.08
Glühverlust	—	—	0.35
	100.5	100.6	100.04

Alle drei stimmen, wenn auch die Monoxydantheile nicht wenig differiren, im Sauerstoffverhältniss sehr gut überein, welches bei I = 1 : 1.9 : 3.1, bei II = 1 : 2.0 : 3.1, bei III = 1 : 1.8 : 3.0; auffallend ist jedoch, dass das spec. Gewicht bei I nur zu 2.65 angegeben wird, während es bei III 3.365 beträgt, und dass II vor dem Löthrohr leicht schmelzbar ist.

Eklogit.

Omphacitfels, Smaragditfels. Von Hauy benannt, wegen des durch die lebhaft verschiedenen Farben der zwei Gemengtheile hervorgebrachten schönen Aussehens (Traité de minér. IV. 548).

Der Eklogit besteht aus grasgrünem Smaragdit und rothem Granat in grob- bis kleinkörnigem Gemenge. Das Gestein hat

meistens den Anschein, als ob die Granatkörner porphyrartig in der grünen Smaragditgrundmasse eingewachsen seien. Sehr häufig tritt, manchmal in recht beträchtlicher Menge, Cyanit hinzu in himmel- oder dunkelblauen kleinen Körnern, welche die Schönheit des Gesteins noch erhöhen. Weisser Glimmer, Quarz, Kalkepidot, Hornblende, Magneteisen, Chlorit, Eisenkies stellen sich auch hier und da als unwesentliche Mineralien in dem Gemenge ein; Zirkon erwähnt Lipold von der Saualpe in Kärnthen. Noch von keinem Eklogit ist eine chemische Analyse veranstaltet worden.

Der Eklogit ist ein Gestein von geringer Verbreitung. Im Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer bildet derselbe ungeschichtete, stockartige Einlagerungen, bisweilen von ziemlicher Ausdehnung, vielfach mit Serpentin vergesellschaftet, welcher hier ein Umwandlungsproduct des Eklogit zu sein scheint (Bd. I. 330). Im Gneiss des Fichtelgebirges finden sich von Hof nach Markt Schorgast zu mehrere Eklogitvorkommnisse, z. B. am Reuthberg bei Döhlau unfern Hof, bei Eppenreuth, am Schafhügel bei Silberbach, am Rehhügel nördlich von Fattigau, bei Fürstenreuth, Stambach. Cyanitreich ist der Eklogit an der Bacheralp in Steiermark; im nordöstlichen Kärnthen sind zahlreiche Eklogitmassen dem Gneiss eingelagert, an der Saualpe (Gedruskogel und Kupplerbrunn), bei Lölling (vgl. Lipold, Jahrb. d. geol. Reichsanst. VI. 1855. 415 u. Neues Jahrb. f. Min. 1858. 222). An der Engelswand im tyroler Oetzthal. In Sachsen bei Grosswaltersdorf im Gneiss, bei Waldheim im Granulit, bei Greifendorf von Serpentin umgeben.

Im norwegischen Gneiss fand Naumann westlich von Romsdal und Horningdal ebenfalls Eklogit. Ausgezeichneten Eklogit, welcher Rutil und Iserin führt, beobachteten Hjortdahl und Irgens am Dalfjord im Nordre-Bergenhus-Amt. Auf der Insel Syra des griechischen Archipel.

Cyanitfels,

oder Disthenfels nannte Virlet ein Gestein von der Insel Syra. Der Cyanit von heller oder dunkler blauer Farbe bildet dort entweder allein oder verbunden mit rothem Granat, grünem Smaragdit oder silberweissem Glimmer mächtige Lager, welche mit Eklogit abwechseln. Es ist offenbar, dass petrographisch zwischen Eklogit und Cyanitfels eigentlich keine Grenze zu ziehen ist.

Virlet, Bull. de la soc. géol. III. 201. 1833.

Granatfels.

Ein krystallinisch - körniges Gemenge von Granat, Hornblende und Magneteisenerz. Oft besteht die ganze Masse fast nur aus braunem oder gelblichem, mehr oder weniger dicht erscheinendem Granat; in Drusenräumen desselben zeigen sich manchmal schöne Granatkrystalle; in andern Fällen gewinnen wieder Hornblende und Magneteisen die Ueberhand. Sehr häufig sind noch andere Silicate, Schwefelmetalle und Kalkspath hinzugemengt. Derlei Gesteine treten vorwiegend nur in untergeordneten Vorkommnissen auf: am Teufelsstein und Klobenstein bei Schwarzenberg, bei Ehrenfriedersdorf und Berggieshübel in Sachsen. Bei Kupferberg im böhmischen Erzgebirge; im Gebiet des Glimmerschiefers bei Abertham und nordöstlich von Bäringen in der Gegend von Joachimsthal, wo der Glimmerschiefer nicht unbeträchtliche Einlagerungen von Granatfels enthält, die stellenweise eine Mächtigkeit von 10 Klaftern erreichen. Beim Cap Calamita auf Elba bildet der Granatfels einen mächtigen Gang. Im Uebergangskalkstein von Bogoslowsk im Ural beobachtete G. Rose einen gelblichbraunen, stark fettglänzenden Granatfels, häufig von kleinen Quarzadern durchsetzt; er erscheint in Lagern, die man bis auf eine Länge von 130 Lachtern verfolgt hat und die zuweilen eine Mächtigkeit von 20 Lachtern gewinnen. Nach Sterry Hunt kommt Granatfels bei St. Joseph in Canada vor, wo weisser Thongranat, gemengt mit Feldspath, Hornblende oder Serpentin lagerartige Massen bildet.

Hieran möge sich das Gestein reihen, welches nach dem Bericht von Tasche im Gneiss des südlichen Kirchspiels Bokenäs bei Stora-Kärr im Bohuslän (Schweden) auftritt, ein Gemenge von kleinen schwarzen oder schwarzgrünen, glasglänzenden Hornblende-Krystallen, rothbraunem, durchscheinendem krystallinischem Granat, kleinen Partieen und ausgebildeten Krystallen von Rutil, sowie sehr spärlichem triklinem Feldspath. Da wo das Gestein den Atmosphärilien ausgesetzt ist, scheine sich Hornblende und Granat in Glimmer und Chlorit umzuwandeln.

v. Warnsdorff, N. Jahrb. f. Min. 1844. 413.
v. Cotta, Erläuterungen z. geogn. Karte von Sachsen Heft II. 225.
Jokély, Jahrb. der k. k. geol. R.anst. VIII. 1857. 30.
G Rose, Reise in den Ural I. 398.
St. Hunt, Catalogue of canadian rocks z. Londoner Ausstellung 1862.
Tasche, N. Jahrb. f. Min. 1864. 27.

Hier mögen sich ihres Granatgehalts halber zwei Gesteine anschliessen, Kinzigit und Cordieritfels, welche sich, wenngleich sie etwas Feldspath enthalten, nicht zweckmässig den Feldspathgesteinen einreihen lassen.

Kinzigit.

Ein krystallinisches Gemenge von schwarzem Glimmer, Granat, welcher meistentheils deutliche Manganreaction zeigt, und Oligoklas, als accessorische Gemengtheile auch Cordierit, Fibrolith und Mikroklin führend. Dieses Gestein, dessen Eigenthümlichkeit Fischer zuerst hervorhob, findet sich, bisweilen in dichten Zustand übergehend zu Wittichen an der Kinzig im Schwarzwald, zu Gadernheim und Erlenbach im Odenwald. Verwandte Gesteine kommen vor bei Bodenmais in Bayern, wo der Oligoklas durch Breithaupts Mikroklin vertreten sein soll, und am Cabo de Gata in Spanien. G. Leonhard ist geneigt, den Kinzigit als einen Gneiss zu betrachten, in welchem der Quarz durch Granat ersetzt ist.

Fischer, N. Jahrb. f. Min. 1860. 796 und 1861. 641.

Cordieritfels,

oder Dichroitfels, ein Gemenge aus Feldspath, Cordierit, Granat und spärlichem Glimmer, im Granit des Erlbachgrundes bei Kriebstein in Sachsen einen Gang bildend.

Naumann, Erläuterungen z. geogn. Karte v. Sachsen Heft II. S. 13.

Es folgen nun drei feldspathfreie Gesteine, welche zum grössten Theile aus Olivin bestehen: Dunit, Lherzolith und Eulysit. Die genauere Kenntniss der beiden erstgenannten ist ein interessantes Resultat der allerjüngsten Zeit.

Dunit.

(Körniger Olivinfels).

Dies eigenthümliche (1859) von v. Hochstetter auf Neuseeland aufgefundene und benannte Gestein setzt, in engster Verbindung mit Serpentin stehend, die mächtige Bergmasse des 4000 Fuss hohen Dun Mountain südöstlich von Nelson zusammen, die einer grossartigen Serpentinganginasse angehört.

Der Dunit ist ein aus krystallinisch-körnigem Olivin beste-

hendes Gestein, von lichtgelblichgrüner bis graugrüner Farbe, auf dem frischen Bruch mit Fettglanz bis Glasglanz; die Bruchflächen sind uneben, eckig körnig und grobsplitterig, die Härte ist etwas geringer als beim Feldspath, das spec. Gew. beträgt 3.295. Vor dem Löthrohr färben sich kleine Splitter rostgelb, schmelzen aber nicht; in Salzsäure ist das Gestein fast vollständig zersetzbar. Chromeisen ist stets in nadelkopfgrossen schwarzen, an den Kanten abgerundeten Oktaedern als charakteristischer accessorischer Gemengtheil eingesprengt.

Analysen des möglichst von Chromeisen befreiten Dunit I nach Reuter, II nach Madelung.

	I.	II.	
Kieselsäure	42.80	42.69	
Magnesia	47.38	46.90	
Eisenoxydul	9.40	10.09	
Natron, Nickel- u. Kobaltoxyd	Spuren	Spuren	Nickel
Wasser	0.57	0.49	
	100.15	100.17	

Mit Vernachlässigung des Wassers ist das Sauerstoffverhältniss von $\ddot{S}i$ und $(Mg + \dot{F}e)$ bei I = 22.3 : 21.1, bei II = 22.1 : 21.0, also wie 1 : 1, wie es dem Olivin zukommt. Der Olivin des Dunit verhält sich zu dem in vulkanischen Gesteinen eingesprengten Olivin wie Orthoklas zu Sanidin. v. Hochstetter spricht die gegründete Vermuthung aus, dass einige harte krystallinisch aussehende sog. Serpentine vielleicht Dunit seien.

Das Mineralgemenge des Dunit, Olivin mit accessorischem Chromeisen, war bisher nicht als tellurisches Vorkommniss, sondern nur als Meteorstein bekannt und zwar im Chassignit (G. Rose), gefallen am 3. October 1815 bei Chassigny unweit Langres, Haute-Marne, Frankreich. Nach Damour besteht dieser Meteorstein aus zahllosen rundlichen kleinen Körnern von strohgelber Farbe mit Glasglanz (Olivin), und hier und da eingesprengten schwarzen Körnchen; dass pec. Gew. ist 3.57; Salpetersäure zersetzt ihn schon in der Kälte, namentlich aber in der Wärme und lässt jene schwarzen Körner (Chromeisen) mit einigen graulichen Partikeln unangegriffen zurück, die ganz das Ansehen von Augit haben; beide zusammen machen aber nicht einmal 4 pct. aus. Die Analyse ergab: Kieselsäure 35.30; Magnesia 31.76; Eisenoxydul 26.70; Manganoxydul

0.45; Chromoxyd 0.75; Kali 0.66; Chromeisen **und Augit 3.77** (99.39). Der Chassignit ist demnach viel eisenreicher **als der Dunit.**

v. Hochstetter, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1864. 341. **Geologie v.** Neuseeland 1864. 218. N. Jahrb. f. Min. 1866. 76.

Damour, Comptes rendus LV. 1862. 591; vergl. auch Journ. f. pr. Chem. LXXXIX. 1863. 506.

Lherzolith.

Dieses Gestein, namentlich in den Umgebungen des **Weihers** Lherz in den Pyrenäen verbreitet, wurde von v. **Charpentier als** ein körniger Augitfels (Pyroxène en roche) betrachtet **und bisher** in dieser Weise beschrieben. Neuerdings ergab es sich **aber durch** die chemischen und mineralogischen Untersuchungen von **Damour** und Descloizeaux, dass der Lherzolith keineswegs aus einer, sondern aus drei deutlich von einander unterscheidbaren **Mineralspecies** besteht: aus Olivin, aus Enstatit und Diopsid **als wesentlichen** Gemengtheilen, wozu sich als unwesentlicher **Gemengtheil** schwarze Körner von Picotit gesellen. Merkwürdigerweise **hielt bereits** der erste Entdecker dieses Gesteins, Lelièvre, in **einem an** de Lamétherie gerichteten Briefe (Journal de physique, **Mai 1787)** dasselbe für eine Varietät von Chrysolith. Picot de **Lapeyrouse,** welcher das Gestein später in seinen dem III. Bd. der **Mémoires de** l'académie de Toulouse eingereihten Fragments sur **la minéralogie** des Pyrénées (S. 27) beschrieb, glaubte es für eine **Varietät des** Epidot halten zu sollen; de Lamétherie ist es, welcher **ihm den** Namen Lherzolith ertheilte. Schon Charpentier war die **Verschiedenfarbigkeit** der zusammensetzenden Theile nicht entgangen, »qui le fait prendre au premier abord pour une roche composée«; **auch** hatte dieser vortreffliche Beobachter bereits bemerkt, dass **der schön** grüne Pyroxen (der Diopsid) nicht so schwer schmilzt als der **graubraune** (der Enstatit), gleichfalls dass jener dem verwitternden **Einfluss** der Atmosphäre verhältnissmässig bedeutend weniger **unterliegt;** selbst macht er schon darauf aufmerksam, dass Olivin und **Diallag** diejenigen Mineralien seien, die mit dem Pyroxène en roche **die** grösste Aehnlichkeit darbieten.

Der Olivin, meist nahezu drei Viertel der Masse **bildend, ist** leicht von den andern Gemengtheilen durch seine Härte **und olivengrüne** Farbe zu unterscheiden; er ist vor dem Löthrohr **unschmelz-**

bar, mit Säuern gelatinirend. Damour fand das spec. Gewicht 3.38, die Zusammensetzung: Kieselsäure 40.59; Magnesia 43.13; Eisenoxydul 13.73; Manganoxydul 1.60 (99.05).

Das über den Diopsid meist vorwiegende Magnesiaeisenoxydulsilicat Enstatit, spaltbar nach den Flächen eines geraden rhomboidischen Prismas mit dem Winkel von 93° und 87° ist von graulichbrauner Farbe, vor dem Löthrohr sehr schwer schmelzbar, unlöslich in Säuren; das spec. Gewicht ist 3.27, die Zusammensetzung: Kieselsäure 54.76; Magnesia 30.22; Eisenoxydul 9.55; Thonerde und Chromoxyd 4.90 (99.23).

Der Diopsid findet sich in rundlichen Körnern von smaragdgrüner Farbe; er schmilzt vor dem Löthrohr zu durchscheinendem grünem Glas und löst sich in Phosphorsalz, dem er eine chromgrüne Farbe ertheilt; das spec. Gewicht ist 3.28, die Zusammensetzung: Kieselsäure 53.63; Thonerde 4.07; Kalk 20.37; Magnesia 12.48; Eisenoxydul 8.52; Chromoxyd 1.30 (100.37). Es ist daher ein an Eisen verhältnissmässig sehr reicher Diopsid, welcher auch unter allen bisher untersuchten die grösste Thonerdemenge aufweist, und von denen übrigens keiner einen Chromgehalt besitzt.

Die kleinen schwarzen Körner des Picotit (zu Ehren des ausgezeichneten Naturforschers Picot de Lapeyrouse von Charpentier benannt) dürften als ein chromhaltiger Pleonast zu betrachten sein; das spec. Gewicht ist 4.08, die Zusammensetzung: Thonerde 56.00; Magnesia 10.30; Eisenoxydul 24.90; Chromoxyd 8.00; Kieseliger Rückstand 2.00. Bisweilen erscheinen auch Talkblättchen im Lherzolith, und stellenweise geht er in Serpentin über.

v. Charpentier theilt auch eine von Vogel angestellte Bauschanalyse des Gesteins — vielleicht eine der frühesten Bauschanalysen, allerdings nur eine unfreiwillige — mit; sie lieferte: Kieselsäure 45.0; Thonerde 1.0; Kalk 19.5; Magnesia 16.0; Eisenoxydul 12.0; Chromoxydul 0.5; Manganoxydul Spur; Verlust 6.0. Beachtenswerth ist, dass schon damals dem aufmerksamen Analytiker der geringe Chromgehalt nicht entgangen war.

Der vorwiegend olivenfarbene Lherzolith ist grobkörnig bis dicht, bisweilen so feinkörnig, dass er manchen Serpentinen gleicht, von denen er sich indessen durch grössere Härte unterscheidet. Er bildet meistens in der Nähe der Granite kleinere und grössere Lager in den Kalksteinen der Pyrenäen, von denen sich das

ausgedehnteste am Weiher Lherz findet, welches über fünf Viertel Meilen weit vom Planel de Bernadouze bis zum Passage d'Erce zu verfolgen ist (Dép. de l'Ariége). Der Teich von Lherz (l'étang de Lherz oder de l'Ers, womit man in den Pyrenäen eine durch Brennen verwüstete Holzung bezeichnet, vom latein. ardere) liegt etwas unterhalb des 1670 Meter hohen Col d'Anéou, über welchen man von Aulus im Garbet-Thal nach Vicdessos oder nach Massat steigt. Dieses schwarze und stille von Seerosen und Binsen bewachsene Gewässer, welches im trockenen Sommer kaum hundert Schritte im Umfang hat, ist ringsum von nackten, an der Oberfläche gelbbraun verwitterten Lherzolithklippen umgeben, über welchen sich hohe und steile, vollständig sterile Felsen eines lichtbläulichgrauen meist kryptokrystallinischen Kalksteins erheben. Ausgezeichnet ist der Lherzolith, welcher an der Serre de Sem, südöstlich von Vicdessos (Ariége) eine 140 Meter breite Einlagerung im Kalkstein bildet und südlich von Arconac durch das Vicdessos-Thal hindurchsetzt; die Grenze zwischen dem Lherzolith und dem dichten blaugrauen Kalkstein ist sehr deutlich und scharf. Auch in den Umgebungen von Portet im Vallongue findet sich das Gestein anstehend in der Berggegend Et-cot-de-Moulinos und am Berge Colas, sowie in losen Blöcken auf dem Wege, welcher von Portet nach der hoch über dem Ger-Thal gelegenen Kirche von Couledoux führt.

Am südlichen Abhange des Col de Lurdé in der Umgebung von Eaux-bonnes nach der Ebene von Soussouéou zu findet sich nach Descloizeaux ein Gestein von derselben nur etwas dichtern Beschaffenheit, wie es am Weiher Lherz ansteht. Leymerie berichtet von einem Lherzolith auf der südöstlichen Flanke des Felsens von Appi nicht weit von dem Granit des Pic de Tabe (Pyrenäen).

Ein ganz ähnliches ausgezeichnet krystallinisches Gestein, aus vorwiegendem Olivin, Enstatit und Diopsid bestehend, wurde kürzlich von Bertrand de Lom im Granitgebiet von Beyssac, Dép. der Haute-Loire aufgefunden.

F. Sandberger fand jüngst eine fast völlig dem Lherzolith entsprechende Felsart an den »schwarzen Steinen« bei Tringenstein an der Grenze des nördlichen Nassau gegen das darmstädter Hinterland. Ein Viertel bis ein Sechstel des untersuchten Gesteins bestand aus noch frischem, körnigem Olivin, welcher in dem übrigen Theile desselben sich in jedem Stadium der Umwandlung zu Ser-

pentin befindet. Porphyrartig eingewachsen ist lauchgrüner, vielfach durch Körner der Grundmasse unterbrochener Diopsid, z. Th. in Umsetzung zu tombakbraunem Glimmer, z. Th., wie es scheint, zu einem schillerspathähnlichen Körper begriffen; letzterer dürfte vielleicht der Enstatit der pyrenäischen Lherzolithe sein.

Auf der Seefelder Alp im Ultenthal in Tyrol wird ein Olivingestein in rundlichen, olivengrünen Massen als Findling getroffen (v. Zepharovich, Min. Lex. v. Oesterr. 293); es enthält gelbbraunen Bronzit, dessen Analyse (Köhler, Poggend. Ann. XIII. 113 und Regnault, ebend. XLVI. 297) sehr gut mit der des pyrenäischen Enstatit übereinstimmt; ausserdem gewahrt man in den Stücken ein smaragdgrünes Mineral (wahrscheinlich der Diopsid von Lherz), sowie in einigen rothen Granat.

De Lamétherie, Théorie de la terre II. 281; Leçons minéral. II. 206.
v. Charpentier, Essai sur la const. géogn. des Pyrénées 1823. 245.
Marrot, Annales des mines (2) IV. 1828. 207.
Damour, Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 413; vergl. auch N. Jahrb. f. Min. 1863. 95.
Descloizeaux, Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 417; auch Manuel de minéralogie I. 541. 544.
Leymerie, Bull de la soc. géol. (2) XX. 1863. 245.
F. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1865. 449.

Eulysit.

Axel Erdmann nannte so ein Gemenge, welches fast zur Hälfte aus olivinähnlichem, in concentrirter Salzsäure löslichem Eisenoxydulsilicat, zur andern Hälfte aus grünem Augit und braunrothem Granat bestehend, bei Utterwik und Strömshult unweit Tunaberg in Schweden ein ungefähr 30 Fuss mächtiges und auf 2000 Fuss Erstreckung verfolgtes Lager im Gneiss bildet. Die Analyse des löslichen Gemengtheils, welcher die Kieselsäure flockig-gelatinös abscheidet, ergab: Kieselsäure 29.34; Eisenoxydul 54.71; Manganoxydul 8.39; Magnesia 3.04; Kalk 3.07; Thonerde 1.21 (99.76). Dieser Olivin nähert sich wegen seines grossen Eisenoxydulgehalts dem Fayalit, ist aber etwas mangan- und kalkreicher, übrigens vollständig nach der Formel $\dot{R}^2 \ddot{S}i$ zusammensetzt.

A. Erdmann, Försök till en geognostisk-mineralogisk Beskrifning öfver Tunabergs Socken 1849. 11.
Vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1849. 837.

An der isländischen Küste des nördlichen Eismeers, in der

Gegend von Melstadr, dem Hofsos, Hnausar kommen abwechselnd mit den Basaltdecken mächtige Lager eines körnigen Olivingesteins vor, welches fast nur aus ölgrünem Olivin und sehr wenig Augit besteht.

Preyer u. Zirkel, Reise nach Island 1862. 292.

Hier seien auch die als vulkanische Bomben geltenden Kugeln erwähnt, welche sich bald von grösserm, bald von kleinerm Durchmesser (bis zu 50 Pfund schwer) stets mit einer dünnen Lavakruste überrindet, in der Nähe kraterartiger Vertiefungen der Eifel, z. B. des Dreiser Weihers, des Weinfelder Maares zerstreut im vulkanischen Sande finden; sie bestehen aus grünlichgelbem Olivin und grünem Augit in Körnern und wurden früher für reinen Olivin gehalten. Kjerulf fand in dem Augit (vom Olivin durch Salzsäure getrennt): Kieselsäure 56.47; Thonerde 4.02; Chromoxyd 1.05; Eisenoxydul 6.05; Magnesia 26.42; Kalk 4.19; Glühverlust 0.42. Dieses Mineral hat eine dem Bronzit vom Ultenthal und dem Enstatit von Lherz sehr ähnliche Zusammensetzung. Kleine schwarze Körner in den Kugeln dürften Chromeisen oder Picotit sein.

Journal f. pract. Chemie LXV. 187; Nyt Magaz. for Naturvidensk. VIII. 173. Vgl. auch Mitscherlich, die vulk. Erscheinung. d. Eifel, herausgeg. v. Roth 1865. 28.

Interessant wäre es, die S. 283 erwähnten grössern Olivinmassen in den Basalten zu untersuchen, ob nicht neben dem Olivin noch Enstatit (Bronzit), Diopsid, Chromeisen oder Picotit darin enthalten ist.

Als Pikrit bezeichnete Tschermak ein Gestein aus der Gegend von Teschen und Neutitschein (Teschenit Hoheneggers z. Th.), welches zur Hälfte aus Olivin, ausserdem aus Feldspath, Diallag, Hornblende, Magneteisen besteht. Wegen des rasch zersetzbaren Olivin unterliegt es leicht einer Umwandlung und es entstehen eigenthümliche Gesteine, welche Olivinpseudomorphosen in einer, Glimmer, Chlorit, Hornblende, Kalkspath führenden Grundmasse zeigen (Sitzungsber. d. k. Akad. in Wien, 8. März 1866).

Darauf, dass manche Serpentinmassen aus Olivingesteinen hervorgegangen, sowie dass die in den erstern eingewachsenen Mineralien (Chromeisen, Bronzit, Granat) nur gerettete Ueberreste des letztern seien, wurde schon Bd. I. 321 und 331 hingewiesen.

Bildungsweise der gemengten krystallinisch-körnigen Massen-Gesteine.

Im Folgenden sind die Hauptansichten zur Darstellung gebracht, wodurch man zur Zeit die Entstehungsweise der gemengten krystallinisch-körnigen Massengesteine zu erklären versucht; damit sind Betrachtungen verknüpft, die zum Ziele haben, diejenige zu ermitteln, welche die meiste Wahrscheinlichkeit in sich birgt.

Es würde vielleicht zweckmässig sein, die Reihe dieser Untersuchungen mit den beiden jüngsten Gesteinsgruppen, den Trachyten und Basalten zu beginnen, da diese in Zusammensetzung und Lagerungsweise mit ächt vulkanischen Bildungen verknüpft, eine verhältnissmässig grössere Analogie mit den heutigen Tages und vor unsern Augen sich bildenden gemengten krystallinischen Massen darbieten, als die ältern der hier in Betracht kommenden krystallinischen Gesteine, und man so von dem bekanntern zu dem minder bekannten fortschritte; da indess beide dennoch eine ganz getrennte Behandlung erheischen, so verschlägt es nicht viel, wenn dieselbe Reihenfolge beibehalten wird, welche auch in der petrographischen Beschreibung beobachtet wurde.

Indem wir uns in dem Bereich der altkrystallinischen Gebilde zuvörderst namentlich der Frage nach der Bildungsweise des Granit zuwenden, berühren wir einen Gegenstand, welcher wie wenige die Aufmerksamkeit gefesselt hat, und betreten ein Feld, auf dem ein heisser längstentbrannter Meinungskampf noch immer nicht geschlichtet ist, dessen allseitig befriedigende Lösung von der nächsten Zukunft auch wohl kaum erhofft werden darf. Der Granit dient gewissermaassen als der Repräsentant der ganzen Gruppe der alten krystallinisch-körnigen, nicht vulkanischen Gesteine; um ihn wird vorzugsweise der Streit geführt, dessen Ausgang auch für die andern verwandten Gebilde in mehr oder minderm Maasse entscheidend sein wird.

Wir werden dabei erkennen, wie Gründe gewichtiger Art, wenigstens für die meisten Granite zu der Annahme führen, dass dieselben ursprüngliche Eruptivgesteine sind, welche in einem plastischen Zustand emporgedrängt wurden. Die Untersuchung, wie beschaffen dieser Zustand gewesen sei, bildet einen zweiten streng geschiedenen Theil der folgenden Erörterungen. Dass der Granit

in seiner jetzigen Gestalt ein Meeressediment sei, ist eine Ansicht, welche längst nicht mehr der Widerlegung bedarf; eine Anzahl von Forschern sieht aber in dem Granit ein umgewandeltes Sedimentärgestein, ein Product des Metamorphismus; dass diese Hypothese für die meisten genauer bekannten Granitablagerungen sich keiner Wahrscheinlichkeit erfreut, soll durch eine vorurtheilsfreie Erwägung aller Umstände zu zeigen versucht werden. Wenn es sich darum handelt, zunächst die eruptive Natur des Granit zu begründen, so ist es dabei nicht zu vermeiden, auch hier und da schon Rücksicht auf verwandte, gleich oder ähnlich zusammengesetzte und in derselben Weise auftretende Gesteine zu nehmen, welche Erscheinungen darbieten, die die an Graniten zu beobachtenden ergänzen und deuten helfen. Die geotektonischen und Verbandverhältnisse sind es, welche uns das Material zur Feststellung dieses Punktes an die Hand geben.

Die mechanischen Einwirkungen, welche sich an unzähligen Punkten erkennen lassen, wo der Granit in seiner Lagerung mit den angrenzenden Gesteinen zusammentrifft, sind derart, dass sie nur von einer Masse herrühren können, welche unter gewaltsamen Kraftäusserungen hervorgedrungen ist.

Darauf, dass der Granit so häufig die ausgezeichnetsten gangförmigen Gebirgsglieder bildet, scheint man im allgemeinen kein so grosses Gewicht legen zu dürfen, als es wohl geschehen ist, denn zahlreiche Gangbildungen gibt es, denen Niemand einen eruptiven Charakter zuschreiben wird; dagegen walten aber dennoch zwischen den Granitgängen und den andern auf wässerigem Wege, sei es von oben, von unten oder von den Seiten her gebildeten Gängen höchst wesentliche Unterschiede ob, aus denen sich gerade die eruptive Natur der Granitgänge ergibt. Oft hat die Masse der Granitgänge zwar auf die Lage der Schichten des Nebengesteins keinen störenden Einfluss ausgeübt, sehr häufig aber gewahrt man, dass die Schichtenenden des Nebengesteins da, wo sie durch die ehemalige Gangspalte begrenzt wurden, verbogen und geknickt, gestaucht, aufgeklafft, verdreht und gewunden sind, Erscheinungen, welche nicht durch das ursprüngliche Zerreissen des Nebengesteins bei der Spaltenbildung erklärt werden können, welche nur die gewaltsame Einpressung einer fremden von unten aufsteigenden Masse zu erzeugen vermag; niemals sieht man an Erzgängen, deren Bil-

dung ruhig aus sickernden Gewässern erfolgte, derartige mechanische Einwirkungen auf das Nebengestein. An Lavagängen beobachtet man dagegen vollkommen ähnliche Phänomene, höchst auffallende Windungen des Nebengesteins, wie sie z. B. die tertiären Schieferthonschichten der Cyclopeninseln in der Bai von Trezza nach Lyell (vgl. z. B. Elements of geology 1865. 653) erfahren haben. Bei der grossen Häufigkeit dieser Einwirkungen im Gefolge nicht nur des Granit, sondern auch der verwandten altkrystallinischen Gesteine, der Porphyre, Grünsteine u. s. w. ist es kaum nöthig, einzelne Beispiele derselben namhaft zu machen.

Die Wände des Nebengesteins bei diesen Ganggebilden erweisen sich nicht selten in eigenthümlicher Art gescheuert, wobei oft eine mehr oder weniger glatt geschliffene Fäche erscheint, die mit vielen geradlinigen und parallelen Ritzen, Furchen und Striemen versehen ist. Die ganze Erscheinung lässt sich, wie Naumann bezeichnend bemerkt, mit nichts besser vergleichen, als mit den glatten aber striemigen Flächen, welche der Hemmschuh eines schweren Lastwagens auf der Chaussee hervorbringt; es ist offenbar, dass sie nicht durch das blosse Aufklaffen der Spalte entstehen konnte, sondern dass hier ein Frictionsphänomen vorliegt, welches durch ein innerhalb der Spalte sich bewegendes Material hervorgerufen wurde (vgl. über dieselbe Erscheinung in den Kanälen, in welchen am Vesuv Lavaströme fliessen, Sir W. Hamilton in den Philosophical Transactions von 1780. LXX; dieselben deutlichen und tief gefurchten Reibungsflächen sah Krug von Nidda an den isländischen Basaltgängen, Karstens Archiv VII. 516; ausgezeichnet bieten sie sich an dem Nebengestein des Basaltganges auf der Grube alte Birke im Siegenschen dar).

Die Fragmente des Nebengesteins, welche sich so häufig in den gang- und stockförmigen Ablagerungen des Granit, sowie verwandter Gesteine eingeschlossen finden, sind an und für sich nicht geeignet, den eruptiven Ursprung dieser Massen zu erweisen, denn sie werden auch in den offenbar nicht eruptiven Erzgängen angetroffen; die Art und Weise aber, wie diese Bruchstücke in den Gängen jener massigen Gesteine vorkommen, deutet unverkennbar darauf hin, dass sie gewaltsam durch die emporgepresste weiche Gangmasse von den Spaltenwänden losgesprengt und in dieselbe eingehüllt wurden. Die Zertrümmerung und Zermalmung des Neben-

gesteins spricht für den heftigen Conflict, der sich hier ereignete. Zahlreiche Beispiele, bei denen bald nur Brocken und Splitter, bald grössere Blöcke und Schollen des Nebengesteins sich in den Graniten und andern altkrystallinischen Massengesteinen eingeschlossen finden, sind früher bei denselben erwähnt worden. Namentlich die Fragmente von colossalen Dimensionen, die ungeheuern, in den Granit eingesenkten oder scheinbar darauf schwimmenden Partieen des Nebengesteins beweisen sehr deutlich die Kraft des empordrängenden plastischen Materials und möchten sich in keiner Weise mit den Bruchstücken des Nebengesteins in den Erzgängen vergleichen lassen. Nicht selten tragen auch die Fragmente selbst die Spuren der gewaltsamen Einwirkung an sich: diejenigen von plattenförmiger Gestalt erscheinen alsdann am Rande gestaucht und aufgeblättert, oft verbogen, mitunter auch theilweise gespalten und auseinandergetrieben, wobei die Spalte von Granit erfüllt ist; auch weisen die Fragmente des zertrümmerten, in eine Art von Breccie verwandelten Nebengesteins bisweilen offenbare Reibungsflächen, unverkennbare Zeichen einer starken Friction auf, wie dies z. B. nach Naumann der Fall ist bei den Bruchstücken der Granitbreccie, welche die im Granit aufsetzenden Porphyrgänge unterhalb Meissen am Rabenstein und am Görisch einfasst, bei den Fragmenten ferner des zertrümmerten Gneiss, welche sich stellenweise in den Porphyrgängen der Gegend von Freiberg eingeschlossen finden.

Gewisse Einschlüsse in den Gängen und Stöcken altkrystallinischer Gesteine gewinnen noch dadurch ein ganz besonderes Gewicht, dass sie von Gebirgsmassen abstammen, welche nicht dort, wo das Bruchstück im Gange eingeschlossen ist, denselben seitlich begrenzen, sondern eine tiefere Stelle einnehmen; dadurch wird auf das unwiderleglichste und überzeugendste dargethan, dass das Gangmaterial wirklich nur aus der Tiefe stammen kann, aus welcher es die losgerissenen Fragmente mit emporgebracht hat. So rühren die Bd. I. 505 erwähnten Kalksteineinschlüsse im Granit, welche man beobachtet, wenn man in den spanischen Pyrenäen von El Puyo nach den Bädern von Panticosa wandert, von dem in einiger Entfernung in der Tiefe anstehenden Kalkstein her. »In dem schönen Porphyrgange bei Prositz zwischen Meissen und Lommatzsch, welcher mitten in einer Granitregion aufsetzt, finden sich zuweilen Fragmente von Thonschiefer, welche nur von dem unter

dem Granit vorhandenen Schiefergebirge abstammen können.« v. Cotta erwähnt gleichfalls Fragmente von Granit und Kalkstein in dem im Glimmerschiefer aufsetzenden circa 40 Fuss mächtigen Porphyrgange zwischen Zschopau und Schloss Scharfenstein, welche ebenso nur aus der Tiefe abstammen können. Kjerulf berichtet über ähnliche Verhältnisse in dem Fassathal dicht oberhalb des Dorfes Vigo, wo ein seitlich von rothem Sandstein begrenzter Gang schwarzen Augitporphyrs Partieen hellblauen Kalks einschliesst, welche von ihrer 100 — 200 Fuss tiefer befindlichen Lagerstätte emporgerissen wurden (Christiania-Silurbecken 1855. 58). Es sei hier, um auf die Analogie aufmerksam zu machen, erwähnt, dass man ganz dieselben Erscheinungen auch bei Laven (z. B. der Niedermendiger Nephelinitlava unfern des Laacher Sees, denen der Auvergne) findet, welche fremdes Gesteinsmaterial zu Tage gefördert haben. Nach Reuss enthalten die Basalte zwischen Aussig und Lowositz an der Elbe Bruchstücke von Granit, welcher im ganzen böhmischen Mittelgebirge nicht zu Tage ausgeht, nach v. Cotta umschliesst der auf Quadersandstein lagernde Basalt des Ascherhübels bei Spechtshausen unweit Tharand Fragmente dieses Sandsteins und daneben auch des in der Tiefe ruhenden Porphyr (N. Jahrb. f. Min. 1840. 460); v. Beust beobachtete in dem rings von Granit umgebenen Basalt des Buckerbergs zwischen Eibenstock und Sosa im Erzgebirge Glimmerschieferbruchstücke (N. Jahrb. f. Min. 1855. 179), Nöggerath Granitbruchstücke innerhalb des im Devongebirge aufsetzenden Basalt des Mendebergs bei Linz am Rhein (Karstens Archiv XIV. 1840. 245). Handgreiflichere Beweise für die Eruptivität aller dieser Gesteinsgänge und -Kuppen kann man füglich nicht verlangen.

Neuerdings hat Fischer mit besonderer Rücksicht auf die Eruptivgesteine des Kaiserstuhls Zweifel dagegen ausgesprochen, dass die als eingeschlossene Bruchstücke von Gneiss oder Granit geltenden fremden Massen in ihnen wirkliche Einschlüsse präexistirender Gesteine seien (Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg im Br. III. H. 2. S. 1). Mögen aber auch noch so viele der als Einschlüsse betrachteten Massen sich durch genauere Untersuchung als Concretionen ergeben, so stehen ihnen tausende und aber tausende entgegen, bei denen kein Zweifel über ihre fragmentare Natur aufkommen kann. Vgl. die Bemerkungen von v. Hochstetter, Sitzgsber. d. geol. Reichsanstalt, 17. Jan. 1865.

Auch daraus ergibt sich, wenngleich nicht die Eruptivität, dann doch der von den Erz- und Mineralgängen vollständig abweichende Charakter der altkrystallinischen Gesteinsgänge, dass diese eine gänzlich von jenen verschiedene Structur besitzen; bei den erstern ist nichts häufiger als eine lagenförmige Anordnung der einzelnen Bestandtheile, ein deutliches Zeichen des successiven Absatzes aus Gewässern, während die in Rede stehenden Gesteinsgänge sich als gleichmässig gemengte Massen ohne jedwede Lagenstructur darstellen.

An die oben berührten Stauchungen und Windungen der die Granitgänge begrenzenden Schichten des Nebengesteins schliessen sich jene grossartigen und gewaltigen Störungen, welche die Stöcke von Granit und verwandten Gesteinen in dem Schichtenbau und der Lagerung der umgebenden Gebirgsglieder hervorgebracht haben; dadurch wird uns erst die wahre Grösse jener ungeheuern Kraft klar vor Augen geführt, durch welche solche Gesteine aufwärts gedrängt wurden; da wurden die Schichten der zunächst angrenzenden Gebirgsmassen aus ihrer Lage gehoben, emporgerichtet, steil gestellt, ja überkippt, da ereigneten sich die gewaltsamsten Zerreissungen und Zertrümmerungen in colossale Schollen, alles Erscheinungen, welche wiederum nicht durch das ursprüngliche Aufklaffen der grossen Weitung, sondern erst dadurch entstehen konnten, dass eine empordringende Masse sich durch jene durchzwängte und Bahn brach. Wenn z. B. Naumann beschreibt, dass in Sachsen die viele tausend Fuss mächtige Grauwackenkette zwischen Strehla und Oschatz, welche weiterhin im Collmberge aufragt, durch die Granitmassen des Dürrnbergs so stark gehoben worden ist, dass ihre Schichten meist 70° — 90° in S. einfallen, so ist das ein Beweis der gewaltigen Kraft, welche bei der Ablagerung des Granit in Wirksamkeit war, und es heisst freiwillig seine Augen verschliessen, wenn man solche Effecte bei der Frage nach der Granitgenese nicht berücksichtigt.

Die Apophysen, welche sich von den Granitstöcken und mächtigern Granitgängen in das Nebengestein hineinverzweigen, scheinen bei einer vorurtheilsfreien Untersuchung an und für sich keinen Beweis für das Empordringen des Granit zu liefern, so oft man diesen auch in ihnen zu sehen versucht war; nachdem allerdings durch andere geotektonische Verhältnisse die Eruptivität der Granite

dargethan ist, stellen auch sie sich als Injectionen des eruptiven Materials in die Spalten des Nebengesteins dar. Namentlich fallen nunmehr diejenigen Ramificationen schwer ins Gewicht, welche von einer unten liegenden Granitmasse sich abzweigend in die dieselbe bedeckende Gesteinsablagerung aufwärts hineinragen (vgl. Bd. I. 511); von den Apophysen wird noch mehrorts weiter unten die Rede sein.

Das Eruptivmaterial muss natürlicherweise, um den weiten Weg aus der Tiefe zurücklegen, in Spalten und Weitungen aufsteigen und jene Kraftäusserungen üben zu können, sich in einem plastischen Zustande befunden haben. Für diesen plastischen Zustand finden wir nun einen vollgültigen Beweis in den Bd. I. 63 und 480 erwähnten zerbrochenen Feldspathkrystallen, welche in den porphyrartigen Graniten nicht selten vorkommen; die Bruchstücke, welche mitunter auch gegen einander verschoben erscheinen, sind durch dazwischen liegende Granitmasse getrennt. Wenn es offenbar ist, dass diese grössern Krystalle bereits gebildet waren, bevor sie durch die gewaltsame Einwirkung des übrigen Materials einen Bruch erlitten, so musste sich letzteres dabei noch in einem plastischen Zustande befunden haben, um diese Wirkung äussern und die Zwischenräume zwischen den Bruchstücken ausfüllen zu können; das eruptive Material kann somit erst an seiner jetzigen Ablagerungsstätte fest geworden sein. Auch Feldspathkrystalle in Porphyren, Turmalinkrystalle in Graniten zeigen dieselbe Erscheinung, die sich z. B. in höchst ausgezeichneter Weise gleichfalls an vielen Sanidintafeln des Trachyt vom Drachenfels am Rhein zu erkennen gibt (vgl. S. 182). Gerade solche Analogieen zwischen den ältesten und jüngsten Eruptivgesteinen sind ungemein bezeichnend. Dieselben geben sich auch noch in andern Beziehungen kund. In den Graniten beobachtet man mitunter auf beträchtliche Strecken hin eine der Parallelität genäherte Lage der Orthoklastafeln, ein Verhältniss, welches gleichfalls auf einen plastischen Zustand der Masse hindeutet und sich durch Druckwirkungen, wodurch die bereits fest gewordenen platten Krystalle parallel gestellt wurden, ohne Schwierigkeit erklären zu lassen scheint. Bei den Feldspathkrystallen im Melaphyr von Predazzo und in den Lavaströmen von Teneriffa machte schon früh L. v. Buch, bei den Sanidinen des Drachenfelser Trachyt Nöggerath (Karstens Archiv XVIII. 1844. 463) auf ganz dieselbe Erscheinung aufmerksam.

Es gibt auch einige wenige Granitmassen, welche mit grosser Deutlichkeit erkennen lassen, dass sie nicht im plastischen, sondern im bereits festen Zustande emporgedrängt wurden. v. Cotta hat es ausser Zweifel gesetzt, dass der Granit, welcher bei Weinböhla und Hohnstein unweit Meissen Lias- und Kreideschichten überlagert, als starre Masse diese Lage eingenommen habe (Geognostische Wanderungen 1838). Bei Brora in Sutherlandshire (Schottland) ist nach den Beobachtungen von Sedgwick und Murchison (Geol. Trans. 2. ser. II. 307) der Granit in demselben Zustande durch Juraschichten emporgehoben; an beiden Punkten wird er von ausgezeichneten Breccienbildungen begleitet.

Von mehrern Seiten hat man begonnen an der Eruptivität des Granit und an der Ursprünglichkeit seiner jetzigen petrographischen Ausbildung manche Zweifel zu hegen. Zu einer Zeit als die Vorstellungen von dem in feuerflüssigem lavaartigem Zustande hinaufsteigenden Granit allseitig verbreitet, in vollster Pflege standen, waren es einzelne hochverdiente Forscher, welche, aufmerksam geworden auf gewisse Erscheinungen, die der rein pyrogenen Entstehungsweise zu widersprechen schienen, ihr Bedenken gegen dieselbe zu äussern begannen; diese Zweifel, wenn sie auch zum Theil beseitigt wurden, waren doch zum andern Theil gerechtfertigt, und aufgemuntert durch die neue Lehre von den auf wässerigem Wege im Mineralreich erfolgenden Pseudomorphosirungs- und Umwandlungsprocessen, in welcher Entdeckung auf Entdeckung sich häufte, versuchte man es gar bald, auch in den krystallinisch-körnigen Massengesteinen nur Producte derlei metamorphischer Processe zu erblicken; dabei vergass man leider nicht selten, den Lagerungsverhältnissen dieser Gesteine die gebührende Beachtung zu schenken, um dieselben zur Controle der Zulässigkeit chemischer Speculationen zu benutzen; bisweilen galt sogar chemische Möglichkeit ohne weiteres als erwiesene Wirklichkeit.

Namentlich hat man den Granit als ein Umwandlungsproduct von Thonschiefer und Kalkstein angesehen. Keilhau hat schon seit dem Jahre 1825 in mehrern Abhandlungen aus den um Christiania von ihm beobachteten geognostischen Verhältnissen den Beweis zu führen versucht, dass Granit aus Gliedern der Thonschieferformation hervorgegangen ist (vgl. Poggend. Ann. 1825. V. 1, 133, 261, 389; Darstellung der Uebergangsformation von Norwegen, Leipzig 1826;

Nyt Magaz. f. Naturvidensk. I. 1; Gaea Norvegica 1838. I. 1—120; auch die Kritik v. Dechens in den Berliner Jahrbüchern für wissenschaftl. Kritik 1839. 104; Keilhau dagegen vgl. N. Jahrb. f. Min. 1841. 123). Gustav Bischof hat an vielen Stellen seines Meisterwerks die Möglichkeit derartiger Processe hervorgehoben (z. B. 2. Aufl. III. 309). Gestützt auf den Nachweis, dass sich die einzelnen Mineralien des Granit auf nassem Wege bilden können (vgl. Bd. I. 160 ff.) bemerkt er: »Kann sich aus einem sedimentären Gestein Feldspath und Quarz auf nassem Wege ausscheiden und können sich verschiedene Fossilien auf demselben Wege in Glimmer umwandeln, so steht einer Umwandlung des Thonschiefers durch eine Metamorphose auf nassem Wege nichts entgegen.« Es gibt Thonschiefer, deren Zusammensetzung mit Graniten so nahe übereinstimmt, dass die Metamorphose von Statten gehen konnte, ohne dass Bestandtheile fortgeführt oder zugeführt zu werden brauchten; es war blos erforderlich, dass die amorphen (?) Bestandtheile solcher Thonschiefer zur krystallinischen Ausbildung kamen.« Andere derselben haben abweichende Zusammensetzung und bei ihnen musste alsdann Ausscheidung vorhandener und Zufuhr neuer Stoffe stattgefunden haben, um Granit zu erzeugen.

Volger hat namentlich der Umwandlung von Kalkstein in Granit das Wort geredet. Seine sorgfältigen Untersuchungen einzelner alpiner Mineralstufen haben nachgewiesen, dass in der That bei ihnen eine Verdrängung des Kalkspath durch Adular und Periklin auf nassem Wege vor sich gegangen ist (vgl. Studien zur Entwicklungsgeschichte der Mineralien 1854. z. B. S. 150; N. Jahrb. f. Min. 1854. 257 ff.), und dass auch Quarz und Glimmer auf diese Weise an seine Stelle treten kann, Thatsachen, an denen ein Zweifel nicht mehr gestattet ist.

Bei den spätern Betrachtungen über die Entstehungsweise der krystallinischen Schiefer wird es sich als nothwendig ergeben, die Umkrystallisirung von sedimentären Schiefern in Thonglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Gneiss als ein Factum anzuerkennen; gegen die chemische Möglichkeit einer solchen Umwandlung auch in Granit scheint sich daher an und für sich nichts einwenden zu lassen.

Vor allen Dingen aber sollte man erwarten, dass die Anhänger der Theorie von der Granitgenese aus Thonschiefer, Grauwacke und Kalkstein die Untersuchung nicht vergessen, ob denn

auch das Vorkommen der Granite in der Natur dazu angethan sei, eine solche Ansicht zu unterstützen; zunächst müssen hier deutliche Uebergänge in jene Gesteine nachgewiesen werden, ohne welche die ganze Theorie sozusagen in der Luft schwebt; von derartigen Uebergängen scheinen indessen diejenigen, welche Keilhau in der Umgegend von Christiania anführt, die einzigen zu sein, welche mit Sicherheit behauptet werden; ja es findet gerade im Gegentheil in den meisten Fällen eine solch scharfe Trennung zwischen Granit und seinem Nebengestein statt, dass von einem Uebergang auch nicht im mindesten die Rede sein kann. Die Granitstöcke offenbaren in ihren Lagerungsverhältnissen in der Regel eine auffallende Unabhängigkeit von der Schichtenstellung des Nebengesteins, die Schichten stossen am Granit unter grösserm oder kleinerm Winkel hart ab. Wer jemals in den Erzgruben Cornwalls die an unzähligen Stellen blosgelegte haarscharfe Contactgrenze zwischen Granitstöcken, Granitgängen und dem Killasschiefer beobachtete, wer in den Pyrenäen Handstücke sammelte, welche zur Hälfte aus Granit, zur Hälfte aus Schiefer bestehen, zwischen denen eine gleichsam mit dem Lineal gezogene Grenze verläuft, dem wird es nie in den Sinn kommen, die metamorphische Natur dieser Granite nur im entferntesten für möglich zu halten.

C. W. C. Fuchs, welchem wir sehr werthvolle Untersuchungen über die mineralogische und chemische Beschaffenheit der Granite des Harzes verdanken (N. Jahrb. f. Min. 1862. 769 und 897), wendet sich am Schluss seiner Arbeit der Frage nach der Entstehungsweise dieser Granite zu und betrachtet sie als das Ergebniss einer Umwandlung sedimentärer Gesteine durch Wasser auf langsamen Wegen und nach bestimmten chemischen Gesetzen. Neben der erwiesenen Möglichkeit einer Bildung der Granitmineralien auf nassem Wege ist es die Verbindung des Granit mit den geschichteten Gesteinen, welche diese Ansicht hervorbrachte. Aus Grauwacke und Thonschiefer entwickelt sich nach dem Granit zu Hornfels (vgl. Bd. I. 517) und zwar durch einen so allmählichen Uebergang, dass nirgends eine Grenze zwischen beiden Gesteinen gezogen werden kann. Mit vollem Recht sieht daher auch Fuchs wie frühere Beobachter in dem Hornfels verkieselte Grauwacke. Wenn dagegen Fuchs berichtet, dass zwischen Hornfels und Granit keineswegs derselbe allmähliche Uebergang stattfinde, wie zwischen Schiefergebirge

und Hornfels, sondern im Gegentheil letzterer stets eine scharfe Grenze an dem Granit bilde, so scheint ein solches Verhältniss für alles eher, als zu Gunsten seiner Ansicht zu sprechen, was ihm übrigens selbst nicht ganz entgangen ist: denselben unmerkbaren Uebergang, der Schiefer und Hornfels verbindet, erwartet man auch zwischen Hornfels und Granit, ohne ihn ist eine Umwandlung des erstern in den letztern nicht wohl denkbar. Ist auch die chemische Zusammensetzung von Granit und Hornfels im allgemeinen eine nahe übereinstimmende, so scheint doch ausserdem noch der Annahme einer Umwandlung die Beobachtung von Fuchs zu widersprechen, dass keineswegs nur Hornfelsgesteine mit dem höchsten Kieselsäuregehalt in unmittelbarer Berührung mit dem stark sauren Granit stehen, sondern dass auch solche von geringerm Gehalt an Kieselsäure denselben häufig begrenzen; hier ist also offenbar auch in chemischer Hinsicht zwischen Granit und Hornfels eine scharfe Grenze gezogen.

Auch Carl Vogt hat in seiner an anziehenden Schilderungen reichen »Nordfahrt« (1863) die Granite der norwegischen Westküste zumal wegen ihrer schichtenähnlichen Lagerungsweise als metamorphische Gebilde erklärt. Seine Ansichten, die in der That nicht auf sehr eingehenden Untersuchungen zu fussen scheinen, sind von zwei gründlichen Forschern, Irgens und Hjortdahl in ihrer Abhandlung »Om de geologiske Forhold paa kyststrækningen af nordre Bergenhus-Amt« (Christiania 1864) einer zwar scharfen aber nicht ungerechten Kritik unterzogen worden.

Wenn auch wirklich dereinst unzweifelhafte Uebergänge aus sedimentären klastischen Gesteinen oder Kalksteinen in Granit aufgefunden werden sollten, so würde daraus noch keineswegs für alle Fälle gefolgert werden dürfen, dass hier Umwandlungen ersterer in letztern vorliegen. Manchmal kann der Granit für auflagernde klastische Gesteine das Material dargeboten haben (wie es bei den Uebergängen der Porphyre in Conglomerate und Sandsteine des Rothliegenden erwiesen ist), und bei diesem Process muss natürlich ein allmählicher Uebergang beobachtbar sein. Weiter unten werden die Einwirkungen erörtert, welche das mit verschiedenen Stoffen beladene Wasser bei der Graniteruption in den angrenzenden Gesteinen hervorzubringen vermag, und welche vorzugsweise in einer Imprägnation derselben mit Mineralien, namentlich mit denen des

Granit selbst beruhen; dabei kann sich die Grenze verwischen und ein Uebergang hergestellt werden; es ist alsdann in der That der Thonschiefer local in Granit umgewandelt, aber nur auf Grund der Eruption des letztern.

Vereinzelt beobachtete Vorgänge dürfen nur mit grosser Vorsicht verallgemeinert werden; die wenngleich exact erwiesene Möglichkeit eines speciellen Processes berechtigt zu der Vermuthung, dass andere ähnliche Erscheinungen auf dieselbe Weise zu deuten seien, nur unter der Voraussetzung, dass nicht andere Thatsachen dieser Deutung widerstreben. Ebenso voreilig wie der Schluss: weil in Sangerhausen die Bildung pyrogenen Feldspaths beobachtet wurde, deshalb kann in dem Granitmagma der Feldspath aus dem Feuerfluss krystallisirt sein, ist derjenige: weil Verdrängungen von Feldspath, Quarz und Glimmer nach andern Mineralien oder Neubildungen derselben auf nassem Wege bekannt sind, können die Granite Umwandlungsproducte von Kalksteinen und Thonschiefern sein.

Man hat auch in den höchst selten im Granit vorkommenden abgerundeten geschiebe- und gerölleähnlichen Fragmenten einen Beweis für die Umwandlung desselben aus einem klastischen sedimentären Gestein zu erblicken gesucht. Virlet d'Aoust beobachtete in dem Granit aus den Umgebungen von Vire (Départ. Calvados), der in Paris als Trottoirstein benutzt wird, knollenförmige Körper von verschiedenem Ansehen, grau und schwarz, im Centrum Partieen von Quarzit und Kieselschiefer enthaltend, welche in die umgebende Masse verfliessen; daneben kommen indessen auch eckig gestaltete vor; er schliesst daraus, dass dieser Granit metamorphischer Natur und ein umgewandelter Puddingstein sei (Bull. de la soc. géol. (2) III. 1846. 19 u. 94). Durocher, welcher diese Granite von Vire an Ort und Stelle untersuchte und sie mit den übrigen im Dép. Calvados, la Manche, Ille-et-Villaine, Côtes-du-Nord identisch fand, konnte sich mit dieser Ansicht nicht einverstanden erklären; die darin vorkommenden rundlichen Partieen seien feldspathhaltige Glimmerconcretionen sowie feldspath- und glimmerhaltige Quarzknoten, bei den andern, an aus- und einspringenden Winkeln reichen könne überhaupt nicht an Geschiebe gedacht werden (ebendas. IV. 1847. 140). v. Cotta erwähnt, dass die Gneiss- und Glimmerschieferfragmente im Granit unweit Langebrück bei Dresden meistentheils geschiebeartig abgerundet und fast kugelförmig

sind (Neues Jahrb. f. Min. 1848. 130); Dubois de Montpéreux berichtet, dass bei Sossenka, Zyvotof u. a. Orten in der Ukraine der grobkörnige Granit bald abgerundete, bald scharfkantige Fragmente eines andern feinkörnigen Granit enthalte.

Sollten auch in der That diese rundlichen Körper fremdartige Massen und nicht etwa Concretionen innerhalb der Granitmasse sein, so würde man daraus noch keineswegs auf die erfolgte Umwandlung des Granit aus geröllführenden Sedimentärgesteinen zu schliessen berechtigt sein. In der plastischen Granitmasse, in welcher derartige Bewegungen vor sich gingen, dass entstandene Feldspathkrystalle zerbrochen, eingeschlossene Fragmente zerspalten wurden, können sehr leicht andere Fragmente eine Abrundung ihrer Kanten und Ecken erlangt haben.

Mehrere andere Thatsachen sind ausserdem dazu angethan, die Ursprünglichkeit des granitischen Materials in seiner jetzigen petrographischen Ausbildungsweise in das rechte Licht zu setzen.

Wenn wir gewahren, wie auf meilenweite Erstreckung hin Granitablagerungen ihren petrographischen Habitus in nichts verändern, wie sie immer ein und dasselbe gleichmässig körnige einförmige Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer darbieten, wie die chemische Zusammensetzung in grösster Constanz sich gleichbleibt und kaum spurenhafte Abweichungen in den Procentzahlen der constituirenden Stoffe sich einstellen (vgl. z. B. Neues Jahrb. f. Miner. 1862. 782), dann wird es klar, dass diese Ablagerung von Anfang an diese chemische Zusammensetzung besessen haben, dass ihre petrographische Ausbildung in einem Act vollendet gewesen sein muss. Diese überraschend genaue chemische und mineralogische Uebereinstimmung an weit entlegenen Stellen derselben Gesteinsmasse kann nicht das Werk des Zufalls sein, auf dessen Rechnung die Anhänger des Metamorphismus dieselbe allein zu schieben gezwungen sind. Wie staunenswerth regelmässig hätten solche Umwandlungen vor sich gehen müssen, um auch nirgends gegen dasselbe quantitative Verhältniss der Gemengtheile zu verstossen, wie vollständig, da in dem Granit auch keine Spur von kohlensaurem Kalk erscheint, nichts an eine frühere klastische Natur erinnert, niemals auch nur der geringste Fossilrest sich gefunden hat, wie früh endlich, da schon die ältesten Sedimentschichten Granitgeschiebe und Granitfragmente enthalten. Woher, glauben wir

mit Recht fragen zu dürfen, diese ewige Einförmigkeit in der petrographischen Constitution? warum bildeten sich nicht unter der umwandelnden Kraft der Gewässer auch zahlreiche andere Silicate, wie sie dort, wo jenes Spiel erweislich vor sich ging, so häufig, an denen die meisten Granitablagerungen so arm sind?

Noch auf einen andern Umstand sei hier aufmerksam gemacht, welcher der Ursprünglichkeit und gewissermaassen auch der Eruptivität der Granite das Wort zu reden scheint. Es ist das Vorkommen jener seltenen Cer-, Ytter-, Lanthan-, Niob- u. s. w.-Verbindungen, welche fast nur in Graniten, Syeniten und Gneissgraniten vorkommen, nicht in sedimentären Schichten, nicht in Gebilden, welche gewöhnlicher Wasserwirkung ihren Ursprung danken. Der Bildungsact dieser seltsamen Mineralien scheint einer fern zurückliegenden Periode anzugehören und sich seitdem nicht mehr wiederholt zu haben. Ihre höchst eigenthümliche Natur lässt sich gewiss nicht mit der Annahme vereinigen, dass sie bei der Umwandlung sedimentärer Schichten in granitische Gesteine durch allerorts wirkende Agentien entstanden seien, spricht vielmehr offenkundig dafür, dass sie als Gäste aus jener Tiefe betrachtet werden müssen, in welcher solche Stoffe vielleicht in grösserer Menge aufgespeichert sind um nie wieder an das Tageslicht zu gelangen, und aus welcher der Granit selbst seinen Ursprung nahm. Interessant und alle Beachtung verdienend sind die Bemerkungen, welche Gurlt über die Aehnlichkeit gewisser Mineralien in den vulkanischen Gesteinen der Rheinlande und in den altkrystallinischen Gesteinen des südlichen Norwegens gemacht hat. Titaneisen, Titanit, Orthit, Zirkon, Apatit, Spinell (Pleonast), Skapolith (Mejonit), Epidot, Cordierit, Granat finden sich ebenso in den norwegischen Gneissgraniten, Syeniten, Pegmatiten, Augitporphyren, wie in den rheinischen Trachyten, Phonolithen, Nepheliniten, Basalten (Niederrh. Gesellsch. f. Nat.- u. Heilk., 7. Apr. 1864; vgl. auch Neues Jahrb. f. Min. 1864. 715).

Die verschiedene petrographische Ausbildung, welche sich häufig an den Grenzen der Ablagerungen von Granit und verwandten Gesteinen darbietet, verdient hier auch in Betracht gezogen zu werden. Die Stöcke von Granit erhalten unmittelbar an ihren Grenzen und im Contact mit den umgebenden Gesteinen stellenweise eine feinerkörnige Beschaffenheit oder nehmen eine flaserige Structur an, wobei oft zu beobachten ist, dass sie alsdann mit scharfen

Grenzen an dem Nebengestein abschneiden, und nicht etwa Uebergänge in benachbarte Schiefer aufweisen; die Granitgänge sind ungemein oft in der Mitte grobkörnig, an den Saalbändern feinkörnig oder erlangen dort durch allmähliche Uebergänge eine dichte felsitische Beschaffenheit, eine Erscheinung, die auch nicht im entferntesten mit der Lagentextur der Erzgänge zu verwechseln ist; Gänge und Stöcke von Porphyr entwickeln ziemlich häufig an ihren Saalbändern eine deutlich schieferige Textur. Sehr schwierig möchte es den Theorieen sowohl der Umwandlung als der direccten Bildung auf wässerigem Wege werden, solche Erscheinungen, in denen offenbar die Contactfläche modificirende Wirkung geübt hat, zu deuten, Erscheinungen, die vielmehr auf einen ursprünglichen Guss und Fluss einer plastischen Masse hinweisen dürften; sehr leicht erklären sie sich indessen, wenn man von der Eruptivität der Granite und Porphyre überzeugt ist; dieselben beruhen alsdann auf der Tendenz zu einer in der Mitte und an den Begrenzungsflächen, von denen die Festwerdung ausging, verschiedenen krystallinischen Ausbildung, welche sich an den Saalbändern feinkörniger oder scheinbar dicht gestalten musste. Die sprechendsten Analogieen liegen vor bei den Basaltgängen, deren eruptiver Character wohl nie ernstlich in Zweifel gezogen wurde: auch sie werden oft an den Saalbändern auffallend feinkörniger, dicht, selbst glasig und obsidianartig (vgl. S. 308), die Lavagänge des Vesuv lassen, wie schon Necker beobachtete und Lyell bestätigte, dasselbe erkennen; Lavaströme werden an ihrer Oberfläche hyalin, in ihrer innern Masse nehmen sie eine krystallinisch-steinige Beschaffenheit an. In ganz derselben Weise, wie bei den Felsitporphyren zeigt sich die schieferige Textur bei den Quarztrachyten.

Gänge alteruptiver Gesteine, welche in grösserer Anzahl in einer Gegend aufsetzen, lassen mitunter in grosser Regelmässigkeit wahrnehmen, dass sie um so feinkörniger sind, je geringere Mächtigkeit sie besitzen (vgl. z. B. Bd. I. 439); diese Thatsache schliesst sich den zuletzt erwähnten an. Schreibt man metamorphischen Processen oder wässerigen Infiltrationen die Entstehung solcher Gangmassen zu, so lässt sich nicht die mindeste Ursache ersinnen, weshalb die krystallinische Ausbildung derselben mit der Weite der Spalte hier einen Zusammenhang offenbart; warum bildeten sich nicht in engen Klüften grosse Krystalle, wie anderswo selbst in bedeutend

weniger geräumigen Drusenhöhlen? Eine plötzlich die Spalte erfüllende Eruptivmasse wird hingegen gerade die beobachteten Erscheinungen bei ihrer Festwerdung darbieten, da in engern Spalten dieselbe rascher vor sich geht, feiner-krystallinische Producte liefert, als es in weiten der Fall ist.

In der geringen Mächtigkeit mancher Granitramificationen hat man einen Beweis erblickt, dass dieselben nicht auf eruptivem Wege mit feuerflüssigem Material erfüllt sein könnten, indem dieses innerhalb der engen Kanäle rasch erkalten und dieselben hätte verstopfen müssen. Bischof suchte diesen Einwand dadurch zu rechtfertigen, dass er in enge Sandsteinröhren geschmolzenes Metall eingoss, welches allerdings sehr bald darin erstarrte und dieselben verstopfte (Geologie I. Aufl. II. 739). v. Cotta machte indessen mit Recht darauf aufmerksam, dass ein grosser Unterschied obwalte, ob ein Canal durch Eingiessen von oben oder durch eine mit grosser Gewalt von unten emporgepresste Masse erfüllt werde. Anatomische Injectionen, welche durch Eingiessen nimmermehr hervorgebracht werden können, erfolgen leicht, wenn Druck angewandt wird. Am Vesuv sind übrigens zahlreiche Lavagänge, deren feuerflüssige Bildung Niemand bestreiten wird, zu beobachten, welche nur 1 — 2 Zoll Mächtigkeit besitzen. Zudem ist die Vorstellung von dem eigentlich feuerflüssigen Zustande des eruptiven granitischen Materials bereits aus anderen Gründen aufgegeben, und mit den Eigenschaften versehen, welche neuere Forschungen für dasselbe wahrscheinlich gemacht haben, ist es wohl im Stande, unter Beihülfe von Druck selbst in sehr engen Canälen weite Wege zurückzulegen.

Noch ein anderer Punkt verdient schliesslich besonders hervorgehoben zu werden, die oft überaus deutliche und streng gesetzmässig reihenförmige Gruppirung der Granitstöcke (vgl. Bd. I. 508). Die Anhänger der Lehre von der metamorphischen Entstehung des Granit sind gezwungen, es als ein ebenso wunderliches als unerklärliches Spiel des Zufalls zu erachten, dass die umkrystallisirenden Gewässer mit seltsamer Ueberspringung dazwischenliegender, gänzlich verschonter Terrains gerade in genau fortsetzender Richtung ihre Wirkung ausgeübt haben, während andererseits diese Anordnung in sehr befriedigender Weise als die Wirkung jener Kraft erscheint, welche auch parallele Gangspalten aufklaffen lässt und Vulkanberge reihenförmig gruppirt.

Während also alle diese Erscheinungen und Verhältnisse für diejenigen Granitablagerungen, welche dieselben erkennen lassen, ein Zeugniss des eruptiven Ursprungs abgeben, darf man gleichwohl nicht übersehen, dass es auch Granite gibt, welche in der That an und für sich keine eruptiven Lagerungs- und Verbandverhältnisse aufweisen, diejenigen nämlich, welche in inniger Wechsellagerung und durch petrographische Uebergänge verknüpft innerhalb gewisser Gneissablagerungen als vollständig zugehörige Glieder derselben erscheinen. In gar manchen Gneissdistricten, zumal in den tiefern Etagen derselben, hat man solche mitunter recht mächtige Parallelmassen von Granit oft in häufiger Wiederholung eingeschaltet gefunden, welche sowohl nach dem Streichen als nach dem Hangenden und Liegenden dadurch, dass die Glimmerblättchen eine parallele Richtung annehmen und die andern Gemengtheile sich gleichfalls mehr oder weniger lagenweise zu sondern beginnen, vollständig in Gneiss verlaufen. Granit und Gneiss können unter solchen Umständen mit Bezug auf ihre Bildungsweise nicht von einander getrennt werden. Sollten sich diese krystallinischen Schiefer als umgewandelte Sedimentärmassen ergeben, so wird man nicht anstehen dürfen, auch dem von ihnen beherbergten Granit denselben Ursprung zuzuertheilen. Doch verdient es bemerkt zu werden, dass diese granitführenden Gneisse solche sind, welche alle bekannten fossilhaltigen Sedimentärformationen unterteufen. Das grosse altkrystallinische Centralplateau von Frankreich, die Vendée, Finnland, Skandinavien, Schottland, die Gneissterrains des bayerischen Waldes, des Schwarzwaldes, von Schlesien und Oberösterreich bieten für solche Oscillationen Beispiele dar, welche namentlich dann deutlich hervortreten, wenn das Gebiet der krystallinischen Schiefer aus mächtigen und weit ausgedehnten Zonen mit steiler Schichtenstellung besteht. »Von gleichem Alter mit den Schiefern des Erzgebirges, sagt Reuss in seiner Beschreibung der Umgebungen von Teplitz und Bilin (1840. XIV), scheinen die im Gneiss liegenden Granitmassen daselbst zu sein, an welchen ein deutlicher Uebergang in den Gneiss, der sie umgibt, wahrzunehmen ist; sie sind keine erst später aus der Tiefe emporgestiegenen Massen, die den Gneiss durchbrochen haben, wofür kein einziger, nur einigermaassen beweisender Umstand spricht, sondern gleichzeitige, nur modificirte Producte derselben krystallisirenden Bildungskraft, die die Schiefer

geschaffen hat; sie wiederholen sich mehrfach in den kleinen Granitpartieen, die sich hier und da mitten im Gneiss ausgeschieden haben, wohin die Granite des Rauschengrundes, von Lichtenwalde und des untern Telnitzthales gehören.« Es versteht sich übrigens von selbst, dass von diesen Graniten die im Gneiss aufsetzenden eigentlichen Lagergänge, Gänge und Stöcke von Granit auf das schärfste zu unterscheiden sind.

Wir haben uns nun mit der Frage zu beschäftigen, wie man sich das plastische Granitmagma im Zustände seiner Eruption vorzustellen habe. Leicht erklärlich ist es, dass man im Hinblick auf die Eruptivmassen heutiger Tage auch ihm eine lavaartige feurigflüssige Natur zuschrieb.

Schon in früher Zeit war es indessen aufmerksamen Beobachtern nicht entgangen, dass die krystallinische Ausbildungsweise der Granitgemengtheile (vgl. Bd. I. 478) auf eine Reihenfolge in der Erstarrung verweise, welche mit den Graden ihrer Strengflüssigkeit nicht im Verhältniss stehe, und somit, wie es schien, ihrer Krystallisation aus dem Feuerfluss widerspreche; man stützte sich dabei auf den Satz, dass das am schwierigsten schmelzbare Mineral auch zuerst erstarren müsse. Bereits im Jahre 1822 deutete Breislak darauf hin, dass es bisweilen scheine, »que la substance la plus fusible se soit cristallisée avant celle qui l'était moins et dont elle a été envéloppée«, aus welchem Grunde auch die Vorstellung von einer Ausscheidung derselben aus feurigem Schmelzfluss nicht haltbar sei (Traité sur la structure du globe, Paris 1822. I. 356).

Diese Worte geriethen in Vergessenheit bis J. N. Fuchs 1837 zuerst wieder die Aufmerksamkeit auf diese Verhältnisse lenkte. In der Sitzung der Münchener Akademie vom 28. August bemerkt er, dass, obschon in Hochöfen einzelne der Granitmineralien schon erzeugt worden seien, man dennoch niemals ein granitähnliches Gemenge erhalten habe; wäre der Granit in feuriger Schmelzung gewesen, so hätte der Quarz zuerst krystallisiren (und in dem Fluss sich präcipitiren) müssen, dann wäre nach langer Zeit der Feldspath, dann der Glimmer fest geworden, je nach den verschiedenen Graden ihrer Schmelzbarkeit. Da die Beobachtung gerade das Entgegengesetzte lehre, so ist in seinen Augen die pyrogene Entstehung vollständig unmöglich. De Boucheporne weist auch auf die den gewöhn-

lichen Voraussetzungen widersprechende Erstarrungsfolge der Granitmineralien hin (Études sur l'histoire de la terre, Paris 1844. 216).

Fournet hat zur Erklärung dieser paradox scheinenden Thatsache und zur Rettung der Ansicht von der Entstehung aus Feuerfluss eine Theorie der »surfusion« des Quarz aufgestellt, welche darauf hinausläuft, dass die Kieselsäure eine unter ihrem Schmelzpunkt liegende Temperatur erlangen kann, ohne zu erstarren; er bezieht sich dabei auf die physikalische Erfahrung, dass das Wasser auf eine Temperatur von — 12° C. gebracht werden kann, ohne fest zu werden, dass der Schwefel flüssig bleiben kann bei einer 94° unter seinem Schmelzpunkt liegenden Temperatur, dass der Phosphor in diesem Zustande zu verharren vermag bis zu einer Temperatur von nur 13°; es sei daher höchst wahrscheinlich, dass die Kieselsäure ein ähnliches Vermögen besitze, erst bei tieferer Temperatur zu erstarren, als die starre flüssig wird, besonders wenn man sich erinnere, dass wie Versuche gelehrt haben, sie im geschmolzenen Zustande Viscosität besitzt. Durocher und Scheerer haben später Einwände gegen diese Surfusionstheorie erhoben: die erwähnten Substanzen flüssig zu erhalten gelang nur bei kleiner Menge und der vollständigsten Ruhe; ausserdem steigen die Temperaturunterschiede zwischen den Punkten des Flüssig- und Festwerdens nicht einmal auf 100°, während bei der Kieselsäure diese Differenz 1300—1800° betragen müsse, eine Zahl, welche ihnen viel zu gross erscheint, um die Theorie aufrecht erhalten zu können.

Anknüpfend an die Surfusionstheorie hat Durocher (Comptes rendus XX. 1845. 1275, nachher ausführlicher als Antwort gegen Scheerers Einwendungen im Bull. de la soc. géol. (2) IV. 1847. 1019) darauf hingewiesen, dass es nicht der Quarz als freie Kieselsäure gewesen sei, welcher diese grosse Erkaltung durchgemacht habe, ohne fest zu werden, sondern der Quarz in Verbindung mit Basen, als ein geschmolzenes viscoses Silicat. Der Schmelzfluss des Granit stellte eine homogene Masse dar, welche noch bis zu einer, dem Schmelzpunkte des Feldspath nahekommenden Temperatur flüssig bleiben konnte; als dieses Magma nun nach und nach erkaltend, eine Temperatur von 1500° erreichte, fand eine Scheidung zwischen den verschiedenen Elementen statt, das Magma zertheilte sich in Feldspath, Quarz und Glimmer, welche je nach dem Grade ihrer Krystallisationstendenz, aber dennoch fast zu gleicher Zeit fest wur-

den. Durocher macht auch auf die merkwürdige Eigenschaft der Kieselsäure aufmerksam, vor ihrer Erstarrung durch den zähflüssigen Zustand hindurchzugehen: wie die Versuche von Gaudin gelehrt haben, bleibt diese Substanz geschmolzen und einer freiwilligen Erstarrung ausgesetzt, einige Zeit hindurch zähe und lässt sich selbst wie Siegellack zu Fäden ausziehen bei einer Temperatur, welche bedeutend unter ihrem Schmelzpunkte liegt. Die Kieselsäure brauchte also nur so lange ihren weichen oder zähen Zustand zu behalten, bis der Feldspath krystallisirt sei, von dem sie Eindrücke erhalten hat. Fournet hat später (Bull. de la soc. géol. (2) IV. 1847. 247) das Beispiel von der Ausscheidung grosser krystallinischer Graphitblätter aus dem Roheisen dafür angewandt, um zu zeigen, wie ein sehr strengflüssiger Körper in einem Magma von bedeutend niedrigerer Temperatur aufgelöst sein und daraus krystallisiren kann.

Der Schriftgranit liefert übrigens ein Beispiel von einer fast gleichzeitig erfolgten Festwerdung von Quarz und Feldspath. Der Petrosilex, dessen chemische Constitution meist mit der der Granite übereinstimmt, ist ebenso leicht schmelzbar, wie der Feldspath allein, der Quarz braucht folglich wenn das Magma desselben geschmolzen war nicht früher zu erstarren, als der Feldspath. Längst auch hatte man darauf hingewiesen, dass die Einschlüsse des schmelzbaren Augit in dem unschmelzbaren Leucit der Laven offen bekunden, dass keineswegs immer das am schwierigsten schmelzbare Mineral auch das zuerst erstarrende sei; denn hier ist deutlich der Augit vor dem Leucit fest geworden.

Bezüglich dieser vielbesprochenen Erstarrungsfolge der einzelnen Mineralien verdienen hier zumal die sehr wichtigen Bemerkungen Bunsens erwähnt zu werden, in welchen der scharfsinnige Chemiker hervorhebt, dass der Erstarrungspunkt des einzelnen Körpers für sich niemals derjenige ist, bei welchem er aus seinen Lösungen in andern Körpern fest wird. Der Erstarrungspunkt einer chemisch-reinen Verbindung hängt allein von ihrer stofflichen Natur und dem Druck ab, wogegen der Erstarrungspunkt eines mit andern Substanzen zu einer Lösung verbundenen Körpers ausserdem noch und zwar hauptsächlich von dem relativen Verhältniss der sich gelöst haltenden Substanzen bedingt wird. Es wird gewiss kein Chemiker auf die widersinnige Idee verfallen, anzunehmen, dass eine Lösung aufhöre, eine Lösung zu sein, wenn sie

bis auf 200, 300, 400 Grad oder bis zu einer Temperatur erhitzt wird, bei welcher sie anfängt, selbstleuchtend zu werden, d. h. feuerflüssig zu sein, also z. B. anzunehmen, dass ein Gemenge von Eis und krystallisirtem Chlorcalcium, welches flüssig geworden ist, wohl eine Lösung sei, ein flüssiges Gemenge von Feldspath und Quarz dagegen nicht, weil es erst in der Glühhitze flüssig wird. Niemand kann vielmehr den leisesten Zweifel darüber hegen, dass, was für Lösungen in niederen Temperaturen gilt, auch für Lösungen in höhern Temperaturen gültig sein muss. Betrachtet man nun irgend eine Lösung, z. B. eine Lösung von Eis und krystallisirtem Chlorcalcium in Beziehung auf die Vorgänge, welche beim Festwerden derselben eintreten, so zeigt sich folgendes: Bei einem gewissen Gehalt von Chlorcalcium wird die Flüssigkeit erst bei — 10° C. anfangen fest zu werden, dann bei nur wenig sinkender Temperatur bis zum letzten Tropfen zu mehr oder weniger reinem Eis zu erstarren, in welchem Chlorcalciumkrystalle eingebettet sind. Vermehrt man successive den Chlorcalciumgehalt einer solchen Lösung, so kann man sie beliebig bis — 20°, — 30°, — 40° u. s. w. flüssig erhalten oder erstarren lassen, wo sich dann bei diesen Temperaturen jene Vorgänge des Erstarrens in ähnlicher Weise wiederholen. Es wechselt also die Temperatur, bei welcher das Wasser und das Chlorcalcium fest wird, je nach den Mischungsverhältnissen. Der Erstarrungspunkt des Wassers kann hier um mehr als 59° C. unter seinen Gefrierpunkt sinken, der Erstarrungspunkt des Chlorcalcium, welcher für sich bei + 26° liegt, sogar um nahezu 100° erniedrigt werden. Schwefelsaures Kali, Salpeter u. s. w. können aus ihren Lösungen bei Temperaturen fest werden, die 600 bis 800° unter ihrem Schmelzpunkt liegen. Jedermann weiss ferner, dass aus Lösungen je nach der Concentration derselben zuerst Wasser und dann Salz oder zuerst Salz und später Wasser krystallisirt zu erhalten ist. So wenig daher — um bei demselben Beispiel stehen zu bleiben, — aus einer Chlorcalciumlösung das Wasser bei seinem Schmelzpunkt von 0° und das wasserhaltige Chlorcalcium bei seinem Schmelzpunkt von + 26°, so wenig ferner das Chlorcalcium immer vor dem Wasser erstarrt, ebenso wenig ist die Voraussetzung zulässig, dass Quarz und Feldspath aus ihrer feuerflüssigen Lösung bei ihren respectiven Schmelzpunkten fest werden müssten. Wir finden vielmehr in völliger Uebereinstimmung mit

den Erfahrungen, die wir bei allen Lösungen machen können, dass in dem an Feldspath reichen Schriftgranit der Quarz vor dem Feldspath, in andern gleichzeitig mit demselben, und in andern nach demselben ausgeschieden wurde (Ztsch. d. d. geol. G. XIII. 61; N. Jhrb. f. M. 1861. 856).

v. Cotta macht darauf aufmerksam, dass auf ähnlichen Vorgängen auch das Pattinsonsche Verfahren der Silbergewinnung beruhe, indem bei diesem metallurgischen Process das reine Blei früher krystallisirt als das silberhaltige, welches gleichsam als Mutterlauge flüssig bleibt. Nach Bischof wurde einst ein Glasfluss aus gewöhnlichem Glase und kohlensaurem Kali, der in der Rothglühhitze bei 800° R. schmolz, in einem Tiegel über Wismuth geschmolzen, welches etwa bei 200° schmilzt und beim Erstarren eine sehr höckerige Oberfläche bildet. Obschon der Unterschied der Schmelzpunkte zwischen dem Wismuth und dem Glasfluss somit etwa 600° betrug, zeigten sich dennoch auf der Unterfläche des Glasflusses alle Erhöhungen und Vertiefungen des Metalls abgeformt, ein offenbarer Beweis, dass jener selbst bei 200° noch weich genug war, um die Eindrücke des erstarrenden Metalls annehmen zu können.

Fournet hat es wahrscheinlich zu machen gesucht, dass die Schwerschmelzbarkeit des Leucit, welcher als basisches Kalisilicat eine leicht schmelzbare Mischung sein sollte, wesentlich durch den krystallinischen Zustand bedingt sei. Diese Ansicht unterstützt er durch Anrfühung anderer an Schlacken schwedischer Schmelzhütten beobachteter Erscheinungen. Diese Schlacken, zu Backsteinen geformt, konnten, wenn sie steinig und krystallinisch-faserig geworden zur Auskleidung von Hochöfen verwandt werden und bis 18 Campagnen, jede zu 20 Wochen aushalten. Er erinnert ferner an das Verhalten des sog. Réaumur'schen Porcellan, welches erst bei viel höherer Temperatur als das Glas, aus dem es bereitet worden, ohne vorhergegangene Erweichung schmilzt. Der höhere Schmelzpunkt krystallisirter Körper im Vergleich zu ihren amorphen Modificationen, scheine darin begründet zu sein, dass sie beim Uebergang in jene eine grössere Dichte annehmen. Man müsse daher für jeden schmelzbaren Körper zwei Schmelz- und Erstarrungspunkte annehmen, je nach seinem amorphen oder krystallinischen Zustande; die amorphe Erstarrung eines Körpers bezeichnet er als Solidification, die krystallinische desselben als Persolidification. (Comptes rendus LIII. 179; vgl. auch Neues Jahrb. f. Miner. 1862. 102.)

Zieht man nun zugleich in Betracht, dass, wie der Augenschein lehrt, in manchen Graniten wirklich die Quarze vor den Feldspathen, dass in den meisten Felsitporphyren mit ihren gewöhnlich krystallisirten Quarzen und Feldspathen beide Mineralien wenigstens zu gleicher Zeit fest geworden sind, so scheint man nach allem diesem und namentlich mit Rücksicht auf die treffenden Erörterungen Bunsens den Schluss ziehen zu dürfen, dass es keineswegs gestattet ist, aus der Festwerdungsfolge der Granitmineralien einen Beweis dafür abzuleiten, dass dieselben nicht aus feuerflüssigem Magma krystallisirt seien.

Heinrich Rose hat in letzterer Zeit seine gewichtige Stimme gegen die rein pyrogene Bildung des Granit erhoben, indem er seine Zweifel an den Quarz, diesen Angelpunkt jeglicher Theorie über die Granitgenese knüpfte. In seiner höchst werthvollen Arbeit über die verschiedenen Zustände der Kieselsäure (Poggend. Ann. 1859. CVIII. 1) zeigte er, dass der Quarz der Granite, nachdem er durch eine hohe Temperatur zum Schmelzen gebracht ist, eine ganz andere Modification der Kieselsäure darstellt. In dem als Bergkrystall und Granitquarz erscheinenden krystallinischen Zustand hat die Kieselsäure das spec. Gewicht 2.6, durch das Schmelzen geht sie in eine amorphe Modification von dem spec. Gewicht 2.2 über; zugleich hat diese auch die chemischen Eigenschaften, durch welche sich die Kieselsäure von der Dichtigkeit 2.6 auszeichnet, verloren: die geschmolzene Kieselsäure ist im fein gepulverten Zustand in Lösungen von Kalihydrat und Natroncarbonat durch Kochen löslich geworden und auch in concentrirter Fluorwasserstoffsäure löst sie sich unter starker Erwärmung schnell und vollkommen auf. Durch das Schmelzen ist gleichfalls die Fähigkeit, das Licht zu polarisiren, verloren gegangen. Es ist nicht vollständig zweifellos, ob diese Beobachtungen in der That geeignet sind, die Annahme von der rein feuerflüssigen Natur des Granitmagmas zu widerlegen, welche man übrigens aus andern Gründen (vgl. unten) aufgeben zu müssen scheint: Abgesehen davon, dass in einem Magma, über dessen physikalischen Zustand wir uns kaum eine Vorstellung machen können, der Act der unterirdischen Erstarrung wohl anders beschaffene Mineralproducte liefern kann, als wenn wir ein einzelnes derselben für sich allein unter gewöhnlichem Atmosphärendruck zum Schmelzen bringen und erstarren lassen, verdienen auch noch andere analoge

Beobachtungen berücksichtigt zu werden. Ch. St. Cl. Deville hat gezeigt (vgl. Bd. I. 423), dass aus krystallinischen Mineralien zusammengesetzte Lavagesteine von Teneriffa durch das Schmelzen einen Verlust am spec. Gewicht erfahren und da sie überdies beim Erstarren im Tiegel eine glasartige amorphe Substanz darstellen, so erleiden sie ganz dieselben Veränderungen wie der Granitquarz. Nach der für diesen letztern befolgten Schlussweise müsste man also auch für jene Lavagesteine die Folgerung gelten lassen, dass sie nicht aus dem geschmolzenen Zustand fest geworden seien.

Im Jahre 1847 veröffentlichte Scheerer eine ausführliche Abhandlung über die wahrscheinliche Bildungsweise des Granit (Bull. de la soc. géol. (2) IV. 468), in welcher sich ganz neue Gesichtspunkte entwickelt finden. Die Hauptmomente dieser wichtigen Arbeit, deren Zweck es ist, die Ansichten über den rein pyrogenen Ursprung des Granit als unhaltbar darzustellen und durch eine neue Hypothese zu ersetzen, verdienen hier, da sie auch theilweise für die folgenden Betrachtungen zur Grundlage dienen, kurz zusammengefasst zu werden. Seine Argumente gegen die Entstehung des Granit aus einem ausschliesslich feurigen Schmelzfluss gründen sich auf die chemische und mineralogische Constitution desselben und ordnen sich in drei Hauptpunkte:

1) Das Vorkommen von ausgeschiedenem Quarz im Granit; bis jetzt hat man noch nie beobachtet, dass ein mit Kieselsäure gesättigtes Silicat, wenn es aus dem geschmolzenen Zustande langsam erkaltet, die Kieselsäure als Quarz ausscheidet; man könne nicht einwerfen, dass die künstliche Erkaltung zu plötzlich erfolge, rascher vor sich gehe, als sie bei den Graniten erfolgt sei, denn auch die Lavaströme erkalten ungemein langsam und schmale Granitgänge würden sicherlich rascher erkaltet sein; die heutigen Laven sind allerdings zum weitaus grössten Theile nicht sauer genug, um Quarz auszuscheiden, und nur die Obsidianmagmen würden dazu geeignet sein, aber diese sind immer als quarzfreie Gläser erstarrt. Um also die Theorie einer rein feurigen Granitgenese aufrecht zu erhalten, ist man zu der Annahme gezwungen, dass alle heutigen kieselsäurereichen Laven zu rasch erstarren um Quarz auszuscheiden, rascher als enge Granitgänge (vgl. darüber weiter unten).

2) Die mechanische Gruppirung der wesentlichen und unwesentlichen Gemengtheile des Granit. Schon bei der Beschreibung

des Granit von Hitteröe (Poggend. Ann. LVI. 479) hatte Scheerer darauf hingewiesen, wie der Feldspath zuerst seine grossen Krystalle entwickelt habe, so dass dem von allen Seiten gedrückten Quarz kaum Raum gelassen sei, krystallinische Gestalten hervorzubringen; dieser war noch flüssig oder wenigstens plastisch, als der Feldspath schon fest war, während nach gewöhnlichen Voraussetzungen sich zuerst Quarzkrystalle bilden müssen und dann der Feldspathteig die Zwischenräume ausfüllt; diese Erscheinung, welche sich in analoger Weise bei accessorischen Gemengtheilen wiederholt, galt Scheerer bei einer rein feurigen Granitbildung als unerklärlich, da, wie schon (S. 355) bemerkt, er der Fournet'schen Surfusionstheorie des Quarz keinen Werth zugesteht und auch den inzwischen veröffentlichten Erklärungsversuch Durocher's mit Einwänden begleitet (welche übrigens von Durocher später, wie es scheint, mit Recht beseitigt wurden); vgl. über diesen Punkt das oben S. 359 gewonnene Resultat.

3) Die Gegenwart von pyrognomischen Mineralien im Granit; so wurden von ihm schon früher gewisse Mineralien (Orthit, Gadolinit, Allanit) genannt, welche die Eigenschaft besitzen, in nicht einmal hoher Hitze plötzlich eine mehr oder weniger lebhafte Lichterscheinung zu zeigen, die, da sie nach H. Rose's Versuchen von einer wirklichen Wärmeentwicklung begleitet ist, als ein wahrhaftes Feuerphänomen gelten kann; merkwürdig ist, dass jene Mineralien nach dieser Erscheinung sehr merkliche Aenderungen in ihren physikalischen Eigenschaften erleiden, während die chemische Zusammensetzung dieselbe bleibt, etwas Wasserabgabe vielleicht ausgenommen; sie bestehen (Scheerer in Poggend. Ann. LI. 493) in dem Unlöslichwerden in Säuren, in Veränderung ihrer Farbe und Pelluciditüt, in einer merklichen Erhöhung ihres spec. Gewichts. Es sei offenbar, dass ihr pyrognomischer Charakter sich nicht mit einer Erstarrung aus dem Feuerfluss verträgt. Wenn also die Natur des Granit selbst gegen die Annahme des rein feurigen Ursprungs Einspruch erhebt, so fragt Scheerer, wie man sich denn den Zustand dieser vor der Erstarrung nothwendig plastisch gewesenen Masse zu denken habe.

Mehrere Bestandtheile des Granit (wie auch die Bauschanalysen der Masse zeigen) enthalten Wasser chemisch gebunden. Dieses Wasser ist ein ursprüngliches, musste sich also schon in der Granitmasse finden, als sie noch im plastischen Zustande sich be-

fand, was durch die bekannte Rolle, die es in den Mineralien als polymer-isomorphe Basis spiele, noch wahrscheinlicher werde; die flüssige Granitmasse konnte demnach nicht weniger Wasser enthalten, als das Gestein jetzt als chemische Verbindung aufweist, was man im minimum auf 0.01 veranschlagen kann; sie konnte aber und wahrscheinlich hat sie auch mehr enthalten. Der mit diesen Wassermengen ausgerüstete Granitteig befand sich jedenfalls, um überhaupt plastisch zu sein, dereinst im Feuerfluss. Stellt man sich nun vor, dass dieses Magma einem starken Druck unterlag, welcher das Entweichen des Wassers verhinderte, so wird es wahrscheinlich (denn jede directe Erfahrung fehlt für diesen Fall) durch die eingeschlossenen sehr heissen Wasserdämpfe bei einer bedeutend niedrigern Temperatur sich im Schmelzfluss befinden, als dasselbe Magma im wasserfreien Zustande. Das Schmelzen der Salze in ihrem Krystallwasser liefert ein versinnlichendes Beispiel dieses Vorganges. Die Erstarrungsverhältnisse eines solchen wasserhaltigen geschmolzenen Magmas werden auch ganz andere sein, als sie eine wasserfreie, sonst gleich zusammengesetzte feuerflüssige Masse darbietet: die durchdringenden Wasserdämpfe, einem hohen Druck unterworfen, welcher sie zum Theil condensiren und flüssig machen konnte, mussten die Liquidität oder wenigstens die Plasticität des Granit bis zu einer verhältnissmässig sehr niedern Temperatur erhalten. Die Miralien mit grösserer Krystallisationstendenz, welche am leichtesten die hemmende Wirkung der dazwischengelagerten Wasserdämpfe zu überwinden vermochten, krystallisirten zuerst aus. Alles Wasser, welches diese Mineralien zu ihrer Bildung nicht bedurften, concentrirte sich nach und nach indem übrig bleibenden, immer kieselsäurereicher werdeden Teig, der bei seiner geringen Neigung, sich eine regelmässige Gestalt anzueignen, durch diesen Wasserüberschuss sehr lange flüssig erhalten und erst bei sehr herabgesunkener Temperatur fest wurde, während das Wasser verdampfte. Auf diesem Wege findet die Trennung der Kieselsäure und die auffallende Gruppirung der Mineralien eine Erklärung, auch die pyrognomischen Mineralien konnten ihre Eigenthümlichkeiten in Mitte einer Masse erlangen, deren Temperatur nicht nur unter ihrem natürlichen Schmelzpunkt lag, sondern selbst die Rothgluth nicht erreichte, bei welcher sich sonst jene Licht- und Wärmeerscheinung zeigt.

Es erklären sich nach Scheerer bei Zugrundelegung dieser sei-

ner Theorie auch noch andere Erscheinungen. So die Höhlen, Gänge und Adern in den Graniten, angefüllt mit grossen Krystallen, die nur durch allmähliche Krystallisation einer aus den Wänden des umgebenden Gesteins herausschwitzenden Flüssigkeit entstanden sein können, gewissermaassen aus einem Granitsaft (suc de granite). Es ist dieser Granitsaft, der bis zur Tropfbarkeit comprimirte, und doch noch sehr heisse aus dem Granit austretende Wasserdampf, welcher die Mineralbestandtheile in chemischer Lösung mit sich führt, wobei Scheerer daran erinnert, dass nach Schafhäutl's Experimenten das im Papinianischen Topf über 100° erhitzte Wasser Kieselsäure aufzulösen und Quarzkrystalle aus der Lösung abzusetzen vermag. Auch sei daher abzuleiten die Umwandlung in gneissartige und granitartige Gesteine, welche angrenzende Thonschieferschichten erlitten haben, indem die überschüssige Granitflüssigkeit in sie eindrang. Alle diese Erklärungsweisen sind später bei sehr vielen Forschern zu Ehren gelangt.

Die Ansicht, dass die alteruptiven Gesteine bei ihrer Bildung ein oder ein paar Procent Wasser besessen hätten, wodurch sie bei verhältnissmässig niederer Temperatur flüssig bleiben konnten, ist schon 1825 von Poulett Scrope in seinem Werke »Considerations on volcanos« ausgesprochen worden; die Flüssigkeit und Beweglichkeit der Lava, welche bereits die krystallinischen Körner, aus denen sie beim Erkalten besteht, als starre Elemente enthalte, werde auch durch innig beigemengtes Wasser hervorgebracht, welches durch den Druck am dampfförmigen Entweichen verhindert sei. (vgl. auch Quarterly journal of the geol. soc. 1856. XII. 338 ff.)

Angelot (Note sur la cause des émanations gazeuses provenant de l'intérieur du globe im Bull. de la soc. géol. (1) XIII. 178) hatte auch darzuthun versucht, dass das Wasser der Erdoberfläche, wenn es auf tiefhinabsteigenden Canälen in das Erdinnere gelange und dort mit den weissglühend geschmolzenen Massen in Berührung gerathe, doch unter seinem eigenen Drucke flüssig bleiben und eine grosse Rolle in den vulkanischen Erscheinungen spielen müsse; nachher war er zu der Ansicht gelangt, dass schon die allgemein angenommene Hypothese der Zusammenziehung der Erde aus Dämpfen und das bekannte Gesetz von der Diffusion der Gase zur Annahme führe, dass namentlich unter jenem Druck, wie ihn die Hypothese erfordert, das Wasser auch in den feuerflüssigen Gesteins-

massen, von ihnen aufgelöst wie Gase von einer Flüssigkeit, zugegen gewesen und daher fähig sei, einen Bestandtheil der erstarrten plutonischen Gesteine zu bilden.

Bereits Breislak, welcher wie oben bemerkt, auf die (vermeintliche) Schwierigkeit hinwies, welche sich in der Mineralgruppirung der Annahme einer Bildung aus gewöhnlichem Feuerfluss entgegenstellt, fragt 1822: »Warum hätten nicht Feuer und Wasser zur Ausbildung unserer Erde zu verschiedenen Zeiten und zuweilen selbst unter Vereinigung ihrer Kraft beitragen können?«

Es erinnert dies an die zu Ende des vorigen Jahrhunderts von Faujas St. Fond geäusserte merkwürdige Meinung: »Unmöglich ist es nicht, dass das Wasser im Verein mit dem Feuer unbekannte und für unsere Kunst undarstellbare Verbindungen zu erzeugen vermag.« Ja in noch ältere Zeiten bis zu Menard de la Groye zurück, lässt sich diese Idee verfolgen, welcher die Vermuthung aussprach, dass der eigentlich flüssige Zustand der Laven, denen er nur einen geringen Grad von Hitze zuschrieb, durch Beimengung von Wasser als eines Flussmittels bewirkt werde; in den Erdtiefen verbinde es sich mit den Laven und werde an der Oberfläche aus ihnen wieder ausgeschieden.

Nach der Darlegung der Scheerer'schen Theorie hat Durocher mehrere Einwände dagegen geltend gemacht und die rein pyrogene Natur des Granit zu retten versucht (Bull. de la soc. géol. (2) IV. 1847. 1018); das Hauptsächliche dieser ebenfalls wichtigen Arbeit sei kurz angeführt. Zuerst verfechtet er seine S. 355 mitgetheilte Ansicht, derzufolge der Quarz nicht nothwendig zuerst krystallisiren musste. Die Untersuchung einer grossen Anzahl Granite aus den verschiedensten Gegenden lieferte ihm überdies das Resultat, dass im Allgemeinen keine Regelmässigkeit in der Solidificationsreihenfolge der einzelnen Mineralien bestehe; wirklich erscheint, wie erwähnt, in manchen Graniten bald Quarz früher als Orthoklas, bald Orthoklas früher als Quarz krystallisirt: er glaubt, dass in den meisten Graniten statt einer Reihenfolge von successiven Krystallisationen vielmehr beinahe eine Gleichzeitigkeit derselben stattfand, wofür er zahlreiche durch Abbildungen erläuterte Beispiele beibringt. Gerade charakteristisch ist ja in der That für die Granittextur der Zustand der gegenseitigen Hinderung bei den einzelnen Gemengtheilen, die sich zu drücken und zu stossen scheinen,

von denen keiner in vollkommenen, allseitig scharf begrenzten Krystallen auftritt. Weniger gelingt Durocher der Erweis, dass die Gegenwart der pyrognomischen Mineralien mit rein pyrogenem Ursprung nicht unverträglich sei. Die Begründung der Gegenwart des Wassers im geschmolzenen Granit findet Durocher mit Recht mangelhaft: die von Scheerer als wasserhaltig erwähnten Granitmineralien, Glimmer, Talk, Hornblende, Turmalin finden sich meist nur accessorisch, die unalterirten Granite liefern bei der Analyse auch nur ungemein wenig Wasser, jedenfalls viel zu wenig, um eine fusion aqueuse zu vermitteln. Auch bezweifelt Durocher, dass das Wasser in dem geschmolzenen Magma des Granit die Liquefaction bewirken oder unterstützen könne, indem Quarz, Feldspath und Glimmer fast unlöslich im Wasser seien. Die Laven, welche Wasserdampf in Menge enthalten und ihn oft zehn Jahre lang festhalten, Massen also, welche sich in wirklicher fusion aqueuse befinden, lieferten bei ihrer Erkaltung ganz andere Producte als die Granite: sie seien voller Blasen und Hohlräume, während der Granit sich gerade als sehr compact erweise. Dagegen ist indessen zu bemerken, dass bekanntlich nur der obere Theil der Lavaströme diese blasige und scoriose Textur zeigt, der untere Theil vollständig compact-steinig und unter dem Mikroskop deutlich krystallinisch-körnig erscheint.

Scheerer antwortete seinerseits mit einer Entgegnung auf Durochers Ansichten und Einwürfe (Bull. de la soc. géol. (2) VI. 1849. 644); in eingehender Weise wird die Natur der pyrognomischen Mineralien als der Pyrogenese widersprechend erörtert, auch verweist er mit Recht abermals auf die Auflösungsfähigkeit des im Papinianischen Topf eingeschlossenen Wassers, welche sich bei der Rothgluth wahrscheinlich noch bedeutend steigere. Darauf hat Durocher (Bull. de la soc. géol. (2) VII. 1850. 276) nochmals betont, dass Scheerer, indem er auf Grund der gegenwärtigen spurenhaften Anwesenheit des Wassers in granitartigen Gesteinen (den talkhaltigen Protoginen) schliesst, dasselbe sei ursprünglich in grösserer Quantität auch in den eigentlichen Graniten vorhanden gewesen, und habe bei deren Bildung eine Rolle gespielt, sich damit eine »hardiesse d'imagination« habe zu Schulden kommen lassen, »qui va au delà des bornes d'une conclusion scientifique.« Scheerer machte alsdann — und damit schliesst der interessante Streit (Bull. de la

soc. géol. (2) VIII. 1851. 500) — zur Unterstützung seiner Ansicht darauf aufmerksam, dass eine sehr kleine Quantität Schwefel genüge, um den Schmelzpunkt des Eisens mehrere hundert Grad herabzudrücken, dass also auch wahrscheinlich die Wassermenge, welche den plastischen Zustand des Granitmagmas bei niedriger Temperatur erhalte, nur eine sehr geringe gewesen zu sein brauche.

Man mag Durocher Recht geben, wenn er es für unzulässig erachtet, die Ansicht von der wässerig-feurigen Entstehung des Granit auf diejenigen Wassermengen zu gründen, welche die Analysen der Granite ergeben; denn unveränderte ächte Granite liefern allerdings bei der Bestimmung des Wassers fast verschwindende Quantitäten; dennoch gibt es andere, damals weniger gekannte und weniger beachtete Umstände, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit darauf hindeuten, dass das Wasser wirklich bei der Granitgenese einen sehr wichtigen Factor abgegeben habe.

Schon aus der Analogie mit den Eruptivgesteinen unserer Tage ist man geneigt zu vermuthen, dass der Granit bei seiner Eruption Wasser enthalten habe. Aus ihren Rissen und Spalten entwickeln die meisten Lavaströme eine grosse Menge von Dämpfen, unter denen, wie bei den dem Krater entsteigenden vulkanischen Exhalationen der Wasserdampf eine hauptsächliche Rolle spielt, und bis zum Erstarren der Lava dauern diese Fumarolen, nach und nach schwächer werdend fort. Die heutigen Eruptivgesteine sind also jedenfalls bei ihrem Ausbruch mit Wasserdampf mehr oder weniger geschwängert und vermögen denselben selbst unter gewöhnlichem Atmosphärendruck mitunter beträchtlich lange Zeit bei sich zu behalten. Dennoch aber sind die Laven im erstarrten Zustande entweder vollständig oder fast wasserfrei: aus der Wasserarmuth oder der Wasserfreiheit der Analysen des festen krystallinischen Granit ist mithin keineswegs zu schliessen, dass seine Eruption nicht im gewässerten Zustande erfolgt sei.

Dazu kommt, dass man in letzterer Zeit das Wasser in beträchtlicher Menge in den Mineralien des Granit mit Hülfe des Mikroskop nachzuweisen vermocht hat. Dass Quarzkrystalle ebenso wie Topase und Flussspathe Höhlungen umschliessen, welche Flüssigkeiten enthalten, war längst bekannt, später wurden sie auch von Sivright im Schwerspath, Kalkspath, Gyps, von Brewster im Smaragd, Beryll, Chrysoberyll, Chrysolith, Feldspath, Steinsalz ge-

funden, aber man glaubte, dass diese Flüssigkeitshöhlungen nur in ausgebildeten Krystallen und in diesen nur selten und zufällig vorkommen. Erst Sorby (on the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks, Qu. journ. of the geol. soc. XIV. 1858. 453; seine Untersuchungen später fortgesetzt durch Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. W. XLVII. 1863. 226) wies nach, dass sie in den Quarzen der von ihm untersuchten Granite in mikroskopischer Kleinheit in ungeheurer Anzahl vorhanden sind. Quarze in zahlreichen Graniten der verschiedensten Fundorte haben später ganz dasselbe Ergebniss geliefert. Diese mikroskopisch kleinen, eine Flüssigkeit einschliessenden Hohlräume (fluid - cavities) kann man Wasserporen nennen, da ihr Inhalt meist eine wässerige Solution ist. Derselbe ist ein Theil der in dem Granitmagma enthalten gewesenen Flüssigkeit, welche von dem wachsenden Krystall in seine Masse eingeschlossen wurde: die Wasserporen sind ganz analog denjenigen, welche Sorby in den künstlich aus einer Lösung gebildeten Krystallen auffand. Ein Dünnschliff von granitischem Quarz zeigt unter dem Mikroskop, dass die ganze Masse desselben von kleinern und grössern Wasserporen wimmelt, welche wie Regentröpfchen auf einer Fensterscheibe erscheinen; erstere sind meistens rundlich, letztere auf das verschiedenartigste geformt mit unregelmässigen Verästelungen und schlauchförmigen Verzerrungen. Alle Poren, welche einigermaassen grösser sind, zeigen ein ganz deutlich erkennbares Bläschen in ihrer Ausfüllung. Sorby beobachtete, dass die mikroskopischen Wasserporen, welche sich in den bei gewöhnlicher Temperatur aus einer Lösung entstehenden künstlichen Krystallen bilden, stets ganz mit der Flüssigkeit erfüllt sind, und er erklärt die Gegenwart des leeren Raumes in den mikroskopischen Quarzwasserporen dadurch, dass der Quarz in höherer Temperatur entstand und beim Sinken derselben die in der Höhlung befindliche Flüssigkeit, welche früher hinreichte, dieselbe zu füllen, sich nothwendigerweise zusammenziehen musste. Häufig bewegt sich beim Drehen des Schliffes das Bläschen hin und her, wie die Luftblase in einer Wasserwaage. Indem das Maass der Contraction der eingeschlossenen Flüssigkeit von der Höhe der Temperatur abhängt, von welcher die Abkühlung begann, muss die relative Grösse des leeren Raumes anzeigen, um wie viel die Temperatur, in welcher

der Krystall gebildet wurde, diejenige übersteigt, in welcher er untersucht wird. Nachdem Sorby durch besondere Versuche das Ausdehnungsgesetz der in den Poren vorhandenen Flüssigkeiten bei verschiedenen Temperaturen zu ermitteln gesucht hat, kommt er zu dem Schluss, dass das granitische durchwässerte Magma ungefähr bei dunkler Rothglühhitze und unter Mitwirkung von hohem Druck festgeworden sei.

Was nun die Natur der eingeschlossenen Flüssigkeit anbelangt, so hat er durch Versuche dargethan, dass dieselbe Wasser ist, welches Chlorkalium und Chlornatrium, die Sulphate von Kali, Natron und Kalk enthält, wobei bald das eine, bald das andere Salz vorwaltet; da die Solution oft eine entschieden saure Reaction zeigt, so muss Säureüberschuss vorhanden sein; dies Vorkommen von freier Salzsäure und Schwefelsäure ist höchst merkwürdig, wenn man in Betracht zieht, wie sehr charakteristisch diese Stoffe für moderne vulkanische Thätigkeit sind: den uralten Eruptivmagmen fehlten also bereits diejenigen Stoffe nicht, welche auch die Lavaeruptionen heutiger Tage begleiten. Bisweilen war der in dem heissen Waser aufgelöste Salzgehalt zu gross, als dass die Lösung sich bei gewöhnlicher Temperatur erhalten konnte, und deutliche cubische Krystalle der Chloride haben sich an den Innenwänden der mikroskopischen Höhlungen abgesetzt.

Die grössern Poren messen selten mehr als 0.06 Mm. im grössten Durchmesser; dabei finden sich alle Abstufungen der Kleinheit, die kleinsten erscheinen selbst bei 1500facher Vergrösserung nur als die allerfeinsten, kaum wahrnehmbaren Punkte, mit denen das ganze Quarzkorn durchsprenkelt ist. Bei Poren, welche 0.003 Mm. lang, 0.0015 Mm. breit sind, ist noch manchmal ein deutliches Bläschen zu erkennen.

Die Wasserporen liegen entweder einzeln unregelmässig durch einander gestreut, oder in vielfach sich verzweigenden und wieder vereinigenden Reihen und Streifen, auch zumal, wenn sie sehr klein sind, in dichtere Haufen zusammengedrängt, welche dünnere Strahlen aussenden. Auf dem Durchschnittspunkte jener Porenstreifen stellen sich meist grössere Poren ein. Häufig gewahrt man bei dickeren Schliffen, wie die Poren förmliche Schichten bilden, welche in verschiedener Richtung die klare Quarzmasse durchsetzen. Nehmen die Poren eine besondere Lage ein, so wird oft das durchfallende Licht

von dem Bläschen total reflectirt, welches alsdann wie eine schwarze opake Substanz erscheint.

Es dürfte im Allgemeinen feststehen, dass im Quarz der grobkörnigen Granite die Wasserporen zahlreicher und grösser sind, als in demjenigen feinkörniger Granite. Nicht selten sind Stellen, wo auf dem Raum von 0.01 Quadratmillim. 250 deutlich von einander unterscheidbare Wasserporen zu zählen sind. Die Quarze einiger Granite sind so mit Flüssigkeit getränkt, dass sie zweifelsohne den zwanzigsten Theil der ganzen Krystallmasse ausmacht. Aus der Entstehungsweise der Poren überhaupt und aus den von Sorby an den Chloralkalien und andern künstlichen Krystallen angestellten Untersuchungen scheint man den Schluss ziehen zu können, dass diejenigen Krystalle, welche weniger Poren enthalten, sich langsamer bildeten, rascher diejenigen, welche zahlreiche umschliessen. Im Ganzen hat es den Anschein, als ob im Mittelpunkte der Quarzkörner die Poren häufiger seien, als nach den Rändern zu; dies steht mit den von Sorby an den Krystallen von Chlorkalium und Chlornatrium gemachten Beobachtungen im Zusammenhange, bei denen der Absatz der Poren in der ersten Bildungszeit des Krystalls rasch vor sich geht und bei der fortschreitenden Vergrösserung desselben mehr und mehr sich verlangsamt; wie Kochsalzkrystalle im Innern durch die Menge der Poren weiss und opak sind, an ihren Rändern klar und durchsichtig.

Gegen die Annahme, dass die wässerige Solution nicht ursprünglich bei der Bildung des Krystalls in denselben eingeschlossen wurde, sondern erst im Laufe der Zeit in präexistirende leere Höhlungen eindrang, sprechen mehrere Umstände. Die Höhlungen sind nie vollständig erfüllt, sondern enthalten die oben erwähnten Bläschen, und die Volumina der einzelnen Bläschen stehen in einem auffallend genau unter einander übereinstimmenden Verhältniss zu den Volumina der ganzen Höhlungen, wie dies namentlich die grössern Wasserporen deutlich erkennen lassen: die Bläschen sind um so grösser und um so kleiner, je grösser und kleiner die Pore überhaupt ist, eine Erscheinung, die sich aus der gleichmässig erfolgenden Contraction der Solution bei abnehmender Temperatur ohne Schwierigkeit erklärt. Diese vollständige und unverkennbare Uebereinstimmung in dem Volumverhältniss der Bläschen muss bei jener Annahme lediglich dem Zufall zugeschrieben werden; überdies

wäre es sehr befremdend, dass nicht auch von den Sickerwassern vollständig erfüllte Höhlungen sich finden. Sorby hat zudem gezeigt, dass die Flüssigkeit in den Hohlräumen so hermetisch abgeschlossen ist, dass sie selbst bei heftigem Erhitzen des Präparats nicht entweicht; das Bläschen wird zuerst von der sich alsdann ausdehnenden Flüssigkeit absorbirt. Wäre die Flüssigkeit im Lauf der Zeit von aussen in die Höhlungen infiltrirt, so müsste es ihr ein Leichtes sein, auf den Haarspalten und Canälen, durch welche sie eingedrungen ist (welche übrigens nirgends nachweisbar sind), auch wiederum zu entweichen. Sorby bemerkt auch ganz richtig, dass die nicht zu bezweifelnde Fähigkeit eines Gesteins, vom Wasser durchdrungen zu werden, nicht den Schluss gestattet, dass auch eine Krystallmasse diese Fähigkeit in gleichem Maasse besitze; die Permeabilität des Achat kann nicht entgegengehalten werden, denn dieser hat vollkommene Schichtenstructur und besteht zum Theil aus krystallinischen Aggregaten, zwischen denen und nicht in welche die Flüssigkeiten eindringen. Nicht minder widersprechen auch die nachweisbaren Mengen von Chloriden, freier Salzsäure und schwefeliger Säure jener Annahme von der nachträglichen Ausfüllung der präexistirenden Höhlungen durch gewöhnliche von Tage her wirkende Infiltrationen, denn wohl kein Tagewasser enthält jene Substanzen in solchen Mengen, dass sie sich selbst in dem spärlichen Quantum, welches die Flüssigkeit der Poren zur Untersuchung darbietet, zu erkennen geben (vgl. über diese Annahme Laspeyres, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVI. 1864. 374 und dagegen Zirkel ebendas. XVII. 1865. 16).

Ausser den Wasserporen beobachtet man in den granitischen Quarzen mit dem Mikroskop noch kleine leere Höhlungen, welche sich durch ihren breiten und dunklen Rand auszeichnen. Sorby nannte dieselben gas oder vapour-cavities, da sie höchst wahrscheinlich durch Gase oder Dämpfe gebildet sind.

Die Orthoklase der Granite bilden unter dem Mikroskop eine trübweisse Masse, die nicht einmal durchscheinend ist. Poren sind darin meist nicht sichtbar; ob sie früher vorhanden gewesen und wieder zerstört sind, oder niemals vorhanden waren, oder wegen der geringen Pelluciditåt sich bloss der Beobachtung entziehen, kann nicht jedesmal festgestellt werden. In den meisten Graniten sind selbst bei grösster Dünne des Schliffes die Feldspathe nicht

durchsichtig genug, um diese Fragen zu entscheiden; wo letzteres möglich war, zeigten sich in ihnen auch Wasserporen wie im Quarz, aber in sehr spärlicher Anzahl. Dass der Quarz so zahlreiche Poren, der Feldspath so wenige enthält, ist eine Erscheinung, die bei manchen künstlich dargestellten Krystallen in vollständig analoger Weise vorkommt, bei denen, wenn ihre Bildung auch unter ganz denselben Bedingungen stattfindet, dennoch ein beträchtlicher Unterschied in der Anzahl der Poren obwaltet. Sorby fand, dass wenn gemischte Lösungen von Alaun und Chlornatrium verdunstet werden, die Alaunkrystalle äusserst wenige Wasserporen, die Kochsalzkrystalle so viele enthalten, dass sie ganz opak erscheinen. Die aus einer gemischten Alaun- und Chlorkaliumlösung durch allmähliche Verdunstung entstehenden Chlorkaliumkrystalle sind oft noch bedeutend mehr mit Poren erfüllt, als die Quarze der Granite, während die Alaunkrystalle manchmal von Poren ganz frei sind.

Aus alledem ergibt sich, dass der Wassergehalt der Granite und der Eruptivgesteine überhaupt, in denen Wasserporen vielfach nachgewiesen wurden, stets viel zu niedrig angegeben wird. Man verfährt bei der Bestimmung desselben bekanntlich so, dass man das Gestein zu feinem Pulver zerreibt, dieses erhitzt und den Gewichtsverlust als Wassermenge berechnet. Bei dem Pulvern ist es aber unausbleiblich, dass eine grosse Menge der Wasserporen aufgesprengt wird, und von der darin enthaltenen, mit der Luft in Berührung tretenden Flüssigkeit ein beträchtlicher Theil rasch verdunstet, welcher mithin gar nicht zur Berechnung kommt. Die in den unzerstörten Poren befindliche Flüssigkeit aber wird höchst wahrscheinlich nicht minder der Bestimmung entgehen, indem das fast nie fehlende Bläschen ihr Gelegenheit gibt, beim Erhitzen in der ringsgeschlossenen Höhlung sich auszudehnen, und sie so in den meisten Fällen nicht genöthigt sein wird, ihre Hülle zu durchbrechen und sich frei zu machen. Um wenigstens der ersten Fehlerquelle zu begegnen, müsste man zu dem schwer ausführbaren Mittel seine Zuflucht nehmen, ein ganzes Gesteinsstückchen abzuwägen und dann erst zu pulvern (vergl. Mikroskopische Gesteinsstudien, Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. W. XLVII. 1863. 231; Poggend. Ann. CXIX. 1863. 291). Vgl. über die Flüssigkeitshöhlungen in den Granitgemengtheilen A. Bryson im Edinburgh new philos. journ. 1861. XIV. 144.

Immer weitere Bahn hat sich in letzterer Zeit die Meinung gebrochen, dass das eruptive Magma des Granit nicht rein pyrogener Natur gewesen sein könne; man hat, wie schon bei Erwähnung der Beobachtungen Sorbys berührt worden ist, in Berücksichtigung aller oben angeführter Verhältnisse den Zustand des Granit bei seiner Eruption als den eines dampfbeladenen bedeutend durchwässerten Schmelzflusses betrachtet, »combining at once, wie Sorby sagt, both igneous fusion, aqueous solution and gaseous sublimation.« Dieser Anschauungsweise von der Hydatopyrogenese können sich physikalische Schwierigkeiten nicht entgegenstellen, da die Laven heutiger Eruptionen Beispiele eines ähnlichen Zustandes liefern. Starker Druck muss bei der Festwerdung mitgewirkt haben, um zu verhindern, dass die Gase, wie es bei den an der Luft erstarrenden Laven geschieht, entweichen.

Ausser dem wirklichen Nachweis des in den Graniten von Ursprung an vorhandenen Wassers, sind es namentlich die wichtigen Experimente und Untersuchungen von Daubrée, welche dieser Ansicht zur wesentlichen Stütze gereichen. Daubrée hat gezeigt, dass das Wasser im überhitzten Zustande ungeahnte mineralbildende Kraft auszuüben vermag; es gelang ihm, Quarz, Feldspath, Diopsid durch die Wirkung überhitzten Wassers darzustellen, Obsidian in eine graue krystallinische Masse vom Ansehen eines feinkörnigen Trachyt umzuwandeln, Tannenholzstückchen zu einer vollkommen anthracitartigen Substanz zu verändern, und dies alles geschah durch eine sehr geringe Menge von Wasser (vgl. Observations sur le métamorphisme et recherches expérimentales sur quelques-uns des agents, qui ont pu le produire, Annales des mines (5) XII. 1857. 289, auch Bull. de la soc. géol. (2) XV. 1858. 97).

Nichts war also folgerichtiger als bei der Genese der Granite und der Eruptivgesteine überhaupt gerade die Ausbildung der Krystalle dem überhitzten Wasser zu übertragen. »In den Laven, sagt Daubrée, wirkt das Wasser, wie geartet auch sein Molecularzustand sein mag, um ihnen krystallinische Beschaffenheit zu ertheilen fast auf dieselbe Weise wie es in den angestellten Versuchen den Obsidian in krystallisirten Feldspath verwandelt und Augit in vollkommenen Krystallen ausscheidet. In dem einen wie in dem andern Falle scheint das Wasser die Trennung der Stoffe zu begünstigen, welche ohne seine Gegenwart gemengt bleiben würden, es scheint

die Krystallisation von Silicaten bei einer Temperatur zu bewirken, welche ihren Schmelzpunkt nicht erreicht. Auch vermögen dieselben Silicate unter dem Einfluss dieser Mutterlauge in einer Reihenfolge zu krystallisiren, welche oft der ihrer Schmelzpunkte zuwiderläuft.« »Der Quarz, welcher unter so mancherlei Gestalt einen Bestandtheil der metamorphischen und eruptiven Gesteine bildet, muss gleich dem der Gänge als ein Zeug für den wässerigen Weg erachtet werden.« »Soll man eine Vermuthung über diese eigenthümliche Verbindung des Wassers mit Eruptivgesteinen von sehr hoher Temperatur äussern, so wird man diese Erscheinung als eine Art wässeriger Schmelzung auffassen müssen, welche mitunter durch den Druck in ihrem Bestande erhalten wurde« (In der Abhandlung »Études et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines.« Paris 1860, Auszug aus den Mémoires presentés par divers savants à l'Académie des sciences XVII; übersetzt von E. Söchting, Berlin 1861). Auch Poulett Scrope (Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 342), Élie de Beaumont, Sir Charles Lyell (Elements of geology 1865. 697), H. Rose und Naumann haben dieser Hypothese von der Hydatopyrogenese grosse Wahrscheinlichkeit eingeräumt. »Man braucht sich nur mit Scrope und Scheerer das Wasser und das glühendflüssige Gesteinsmaterial zu einem homogenen, bis auf grosse Tiefen hinabreichenden Magma verbunden zu denken, um die Bedingungen für die Granitbildung in einer mit Daubrée's und Sorby's Beobachtungen übereinstimmenden Weise zu beschaffen« (Lehrb. d. Geognosie II. 1860. 259). Vgl. u. A. auch Dalmas im Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 52.

Während bei der frühern Annahme eines rein pyrogenen Zustandes des Granitmagmas allerdings die Menge des ausgeschiedenen Quarz auffallen durfte, eines Minerals, für dessen Entstehung auf feurigem Wege kein, weder künstliches noch natürliches Vorkommniss spricht (vgl. Bd. I. 160), scheint man sich die Bildung desselben aus einem hydato-pyrogenen Magma ohne Schwierigkeit vorstellen zu können; für die später zu erwähnenden Quarztrachyte, namentlich für jene vollständig krystallinisch-körnigen, welche, wenn sie auch nicht als Laven geflossen, dann doch in ächt vulkanischen Regionen zu Hause sind, und welche die grösste Aehnlichkeit mit Graniten darbieten, bleibt in der That keine andere, als eine hydato-pyrogene Entstehungsweise übrig.

Es ist nicht zu verkennen, dass seitdem dem Wasser eine so wichtige Rolle bei der Granitgenese zugesprochen ist, auch die eigenthümlichen Erscheinungen, welche sich im Contact mit granitischen Massen darbieten, eine vollkommen befriedigende Lösung finden: die Umkrystallisirung der Kalksteine zu Marmor, die Imprägnation der Kalksteine und Schiefer mit manchfaltigen Mineralien, mit Granat, Vesuvian, Epidot, Turmalin, Chiastolith, Hornblende, Glimmer, Feldspath, Quarz, die so oft beobachtbare Verkieselung des Nebengesteins u. s. w. Wie schon lange von Scheerer angedeutet wurde (vgl. S. 363), wie es neuerdings Daubrée nach allen Seiten hin ausführlich erörterte, ist es das erhitzte Wasser, welches aus dem Granit während und nach dessen Erstarrung nothwendig ausgeschieden, mit manchfachen Stoffen beladen in das Nebengestein eindringt, und hier zur Bildung der verschiedenen Mineralien Anlass gibt. »Bei der Krystallisation der Silicate in den Eruptivgesteinen, schied sich das Wasser, gleichwie eine Mutterlauge zugleich mit verschiedenartigen Substanzen ab, bewahrte indessen eine genügende Wärme und hinreichend hohen Druck, um in das angrenzende Gestein einzudringen und darin tiefgreifende Umwandlungen hervorzurufen« (Daubrée).

Früher, als man den Mineralien des Granit eine Bildung auf rein trockenem feuerflüssigem Wege zuschrieb, musste man diejenigen, welche sich in auffallender Aehnlichkeit isolirt in dem Nebengestein wiederfinden, ebenfalls für auf trockenem Wege gebildet erachten, welchen man sich indessen wohl kaum je klar vorgestellt hat; es wäre alsdann auch die Unwahrscheinlichkeit eines solchen Vorgangs allzu grell hervorgetreten. Diese Mineralien finden sich in dem Nebengestein in einer Weise, dass sie dort zweifellos nur durch Hülfe des Wassers entstanden sein können, und gerade dieser Punkt ist ebenfalls eine gewichtige Veranlassung, für die Krystallisation ganz derselben Mineralien in dem angrenzenden Granit gleichfalls die Mitwirkung des Wassers, desselben Wassers, in Anspruch zu nehmen.

Während der Annahme eines hydato-pyrogenen Zustandes, wie erwähnt, eigentliche physikalische Schwierigkeiten an sich nicht entgegenstehen, und dieselbe, indem sie manches Räthsel der Granitbildung zu lösen scheint, sich mit Recht des Beifalls mancher ausgezeichneter Forscher erfreut, sind mehrfache Verhältnisse für

Andere leitend gewesen, dem jedenfalls stark durchwässerten Granitmagma einen Schmelzfluss nicht zuzuerkennen.

Bei den Laven sowohl der thätigen als der erloschenen Vulkane, bei denjenigen Eruptivmagmen also, deren Schmelzfluss niemals bezweifelt worden, liegen zahllose Beispiele vor, dass diese Massen an den Gesteinen, mit welchen sie in Berührung gekommen sind, Veränderungen hervorgebracht haben, wie nur eine starke Hitze sie zu erzeugen vermag; gleichwohl ist bei den Graniten keine derartige Erscheinung mit Sicherheit bekannt: die von den Graniten eingeschlossenen Fragmente des Nebengesteins, die Spaltenwände, in denen das Granitmagma als Gang emporstieg, zeigen keinerlei Entwässerung, Frittung, Verglasung, Anschmelzung, Vercoakung, keinerlei Einwirkung überhaupt von kaustischer Art. Die einzigen Beispiele, welche hier in der gesammten Literatur angeführt werden, sind die von Russegger berichteten Beobachtungen, dass in den Umgebungen von Chartum in Nubien der Sandstein im Contact mit Granit theils gefrittet, theils zu einer dichten, glasartigen Schlacke geschmolzen, dass bei Assuan in Aegypten der Mergel und Thon zu Ziegelmasse gebrannt, der Sandstein zu einer Schlacke verglast sei: vereinzelte, kaum je zu controllirende Beobachtungen, bei welchen höchst wahrscheinlich vorgefasste Ansichten im Spiele gewesen, und auf welche angesichts des allerorts sich darbietenden gänzlichen Mangels solcher kaustischer Contacterscheinungen wohl kein Gewicht gelegt werden darf. Dem Contactgestein gegenüber scheint sich der Granit stets so zu verhalten, dass man ihm eine Temperatur wie sie die heutigen Laven zeigen, nicht füglich zuschreiben darf, obschon man nicht übersehen sollte, dass selbst die Laven keineswegs immer von solchen Hitze-Einwirkungen begleitet sind (vgl. unten). Delesse hat mit grossem Fleiss in seinen Studien über den Metamorphismus (Annales des mines (5) XII. 1857) die wichtigsten Beispiele von den Contactwirkungen der Eruptivgesteine gesammelt und kommt zu dem Schluss: »Nous avons vu, que le granite, quand bien même il a fait éruption à l'état fluide, n'a pas toujours fait d'altération aux roches, par dessous lesquelles il s'est déversé, ni à celles dans lesquelles il forme des filons; le métamorphisme à son contact est en tous cas très différent de celui des laves.« »La plasticité, que les roches granitiques avaient au moment de leur éruption ne doit pas être attribuée à

une fusion ignée« (723). Bernhard Studer hat 1851 in dem ersten Bande seiner meisterhaften Geologie der Schweiz gezeigt, dass Kalksteine durch den teigartig hervorgetretenen Granit theils gehoben, theils in ihrer Lagerung verschoben worden seien; eine dem Schmelzpunkte der Granitbestandtheile gleichkommende Temperatur scheine indessen nicht eingewirkt zu haben.

Die Eruptivgesteine, welche offenbar aus dem Schmelzfluss erstarrt sind, haben sammt und sonders auch hyaline und schlackige Producte gebildet, Obsidiane, Bimsteine, Pechsteine u. s. w. Ist es auch nicht unwahrscheinlich, dass die Granite vorwiegend in grossen Tiefen erstarrt sind, in denen die Entstehung solcher hyalinen Massen nicht begünstigt wurde, so ist doch der absolute Mangel derartiger Gebilde im Zusammenhang mit Graniten geeignet, den ursprünglich pyrogenen und hydato-pyrogenen Zustand der letztern einigermaassen in Frage zu stellen.

In denjenigen Gesteinen, welche aus einem eigentlichen, wenngleich wahrscheinlich ebenfalls nicht wasserfreien Schmelzfluss erstarrt sind, finden sich in den Glaseinschlüssen, welche man in den ausgeschiedenen Krystallen mit dem Mikroskop entdeckt, die allerdeutlichsten Beweise für deren Krystallisation aus einem pyrogenen Magma; so enthalten die Feldspathe der Trachytpechsteine (vgl. Bd. I. 570), der Obsidiane (vgl. S. 235) solche glasigen Partikel des Schmelzflusses, welche von dem festwerdenden Feldspath umhüllt wurden, ja sie fehlen selbst nicht in den Mineralien vollständig krystallinisch gewordener granitähnlicher Quarztrachyte, wo neben ihnen Wasserporen sich darbieten. Den Granitmineralien scheinen indessen derlei unzweifelhafte Zeugnisse für die Mitwirkung des Schmelzflusses bei ihrer Festwerdung zu fehlen und es mag wohl gestattet sein, auf diese Thatsache fussend, auch aus der Mikrostructur der Granite auf die abweichende Constitution ihres Magmas einen Schluss zu gründen.

Ob man dagegen berechtigt ist, aus dem Umstand, dass die granitischen Quarze mitunter organische und bituminöse Substanzen enthalten, welche ihre dunkle Färbung veranlassen und beim Glühen verschwinden, einen Beweis dafür abzuleiten, dass bei der Bildung eines solchen Granit die Rothgluth nicht erreicht und überhaupt kein Schmelzfluss thätig gewesen sei, dies muss als zweifelhaft gelten, wenn man bedenkt, dass auch Laven und Obsidiane, die

offenbar aus pyrogenem Magma fest wurden, deutlich nachweisbare Spuren von organischen Substanzen enthalten.

Da überdies für die Abscheidung von keinem der Granitmineralien der Schmelzfluss unbedingt nöthig, sondern für alle die Möglichkeit einer wässerigen Entstehung dargethan ist (vgl. Bd. I. 160 ff.), so sind auf obige Beobachtungen gestützt, mehrere Geologen auf die Ansicht gelangt, dass der Schmelzfluss nur ungemein wenig oder gar keinen Antheil an dem ursprünglichen Granitmagma gehabt habe, indem sie dasselbe im Zustande seiner Eruption als einen sehr heissen wässerigen Brei, als eine Art Mörtel sich vorstellen; Delesse sagt in seiner werthvollen Arbeit »sur l'origine des roches« (Bull. de la soc. géol. (2) XV. 1858. 776 ff.): »Il me paraît, que le granite ne présente aucun des caractères des roches ignées; pour que ses minéraux pussent se développer, il suffisait, qu'il formât un magma légèrement plastique; l'eau, secondée par la pression, a vraisemblablement contribué de la manière la plus efficace à rendre le granite plastique. La chaleur y a contribué également, mais elle devait être très modérée et certainement bien inférieure à la température rouge«; an einer andern Stelle nennt er das Magma »une pâte boueuse très-fluide qui pourrait se comparer à un mortier«. Sorby, welcher für die meisten Granite findet, dass »the proof of the operation of water is quite as strong as that of heat«, sagt für andere: »I must admit, that in the case of coarse-grained highly quartzose granites there is so very little evidence of igneous fusion and such overwhelming proof of the action of water, that it is impossible to draw a line between them and those veins, where in all probability, mica, felspar and quartz have been deposited from solution in water, without there being any definite genuine igneous fusion like that in the case of fournace slags or erupted lavas.« Diese Anschauungsweise ist keineswegs der jüngsten Zeit angehörig. Breithaupt bezweifelt in seiner trefflichen Paragenesis der Mineralien (Freiberg 1849. 67) wegen der Lagerungsverhältnisse der Granite nicht, dass der grösste Theil derselben eruptiv gebildet sei, schreibt aber, die Gründe gegen seine Entstehung aus dem Feuerfluss sich nicht verhehlend, dem ursprünglichen Granitmagma einen »wässerig breiartig flüssigen« Zustand zu, durch dessen Annahme die geotektonischen Beobachtungen und chemischen Anforderungen versöhnt würden. Schafhäutl ist

der Ueberzeugung, dass die »feldspathartigen und granitischen Bildungen ein heisser wasserhaltiger, mit der Verflüchtigung des Wassers krystallinisch gewordener Brei gewesen sind, der entweder durch gespannte Wasserdämpfe oder den Druck der darüberliegenden Gebirgsmassen in Spalten hinein, oder aus diesen herausgepresst wird und im letzteren Falle bei nachhaltigen Quantitäten überfliessen muss« (vgl. u. a. N. Jahrb. f. Min. 1849. 664).

Ueber Entstehungsweise und physikalische Verhältnisse eines so beschaffenen Magmas darf man kaum wagen irgend eine Vermuthung zu äussern: am nächsten liegt es wohl, an eine mojaartige Masse zu denken, doch liefern die Schlammmassen der erloschenen und thätigen Vulkane bei ihrer Festwerdung ganz andere Producte.

Die Frage nach der Natur des eruptiven Granitmagmas, weit entfernt davon gelöst zu sein, wird somit noch einen Gegenstand gar manchfacher Untersuchungen und Speculationen darbieten. Welche Beschaffenheit aber auch als die wahrscheinlichste sich herausstellen wird — denn von einer exacten Entscheidung wird nicht die Rede sein können —, die hydato-pyrogene oder die eines heissen wässerigen Breies, stets wird jenes eine Frage secundärer Art gegenüber derjenigen sein, ob der Granit ein Eruptivgestein oder ein Product des Metamorphismus ist. Indem wir diese Frage mit der oben (S. 353) angedeuteten Beschränkung in dem erstern Sinne zu beantworten versucht haben, glauben wir uns mit weitaus der Mehrzahl der Forscher in Uebereinstimmung zu befinden, mit der grossen Schaar aller derjenigen, welche dem Vorkommen, den Lagerungs- und Verbandverhältnissen der Granite in der Natur die gebührende Aufmerksamkeit zu schenken nicht unterlassen.

B. v. Cotta hat mit Recht darauf hingewiesen, dass der Granit höchst wahrscheinlich in grossen Tiefen erstarrt und da, wo er an der Erdoberfläche erscheint, durch Denudationsprocesse blosgelegt sei; daher stamme auch der Mangel an Tuffbildungen, an blasigen und schlackigen Varietäten; das granitische Material, welches bei der Eruption nahe an der Oberfläche erstarrt sei, habe vielleicht einen trachytischen Habitus besessen. Wenn die letztere Ansicht, welche Lyell auch in seinen Elements of geology (vgl. z. B. 1865. 701. 708 ff.) zu Grunde legt, in der That manches für sich zu haben scheint, so möchte ihr doch der Umstand widersprechen, dass die klastischen Gesteine der ältesten Sedimentformationen, die ihr Ma-

terial zum Theil aus der Zerstörung des Ausgehenden von Graniteruptionen ableiten, niemals Fragmente aufweisen, die eine ächt trachytische oder hyaline Natur besitzen, sondern immer nur solche mit vollständig granitischer Ausbildung.

Einige Geologen, welche die augenscheinlich eruptive Natur der Granite nicht von der Hand zu weisen vermochten, zugleich aber auch in der mineralischen Ausbildungsweise derselben einen Gegenbeweis gegen seinen pyrogenen Ursprung erblickten, haben denselben für ein ursprünglich eruptives und zwar pyrogenes, im Lauf der Zeit aber durch Wasser umgewandeltes Gestein erklärt. Haughton bezeichnet eine solche Bildungsweise, die allmähliche Veränderung ursprünglich geschmolzener, feuerflüssiger Gesteine, welche sich als Gänge in schon vorhandene Gebirgsmassen eindrängten, als Hydrometamorphismus; der Granit sei im Allgemeinen ein solches hydrometamorphisches Gestein; hier und da (z. B. in der irischen Grafschaft Donegal, in Norwegen, vielleicht auch in den Schweizer Alpen) sei derselbe indessen wahrscheinlich (?) das Product eines sog. Pyrometamorphismus, womit Haughton die Umwandlungen bezeichnet, die ein geschichtetes, sedimentäres Gestein allmählich durch Hitze erfahren hat (Adress delivered before the geological soc. of Dublin 1862). Carl Vogt hatte schon früher ähnliche Vermuthungen ausgesprochen; es schienen ihm auf der einen Seite die Lagerungsverhältnisse völlig dazu angethan, jeden Zweifel an dem Aufsteigen des Granit aus der Tiefe zu beseitigen, andererseits hielt er die von chemischer Seite gegen die pyrogene Entstehung der Granitmineralien erhobenen Einsprüche für wichtig genug, um sich der vermittelnden Ansicht zuzuneigen, dass die Granite metamorphische Bildungen seien, welche allerdings in feuerflüssiger Gestalt (und zwar vermuthlich als Kalksilicate) emporgehoben wurden, sodann aber unter Beibehaltung ihrer Lagerung eine gänzliche Umwandlung ihrer mineralogischen Zusammensetzung erfuhren (Lehrb. d. Geologie u. Petref.kunde II. 1854. 305). In ähnlicher Weise hat Knop auf die Möglichkeit einer solchen Bildungsart des Granit hingedeutet; da es erwiesen ist, dass sich Feldspath, Quarz und Glimmer auf wässerigem Wege bilden können, hält er dafür, »dass die Bildung des Granit auf nassem Wege aus jedem vulkanischen, vorwaltend normaltrachytischen Gestein als möglich gedacht werden kann« (N. Jahrb. f. Min. 1859. 599).

Delesse macht eine eigenthümliche vielleicht nicht ungerechtfertigte Unterscheidung, indem er sagt: »les granites à deux micas (granites des Vosges) peuvent passer aux gneiss et aux micaschistes, tandis que les granites à un mica (gr. des Ballons) sont éminément éruptifs, remplissent les filons et ne passent pas à gneiss« (Bull. de la soc. géol. (2) XVI. 1859. 425); M. P. de Cessac sondert ebenso in seiner Beschreibung des Dép. de la Creuse einen granite micacé mit zwei Glimmerspecies, welcher häufige Einlagerungen im Glimmerschiefer bildet und selbst Lager von Glimmerschiefer enthält von einem granite bleu mit einer Glimmerspecies; letztern erklärt er für ein eruptives, erstern für ein metamorphisches Gestein (Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 644).

Indem wir nun, nachdem bis jetzt vorwiegend die Entstehung der Granite untersucht wurde, zu der Betrachtung der Bildungsweise der übrigen krystallinischen Massengesteine mit Ausnahme der jüngern Basalte und Trachyte übergehen, sei, um Wiederholungen zu vermeiden, im Voraus bemerkt, dass dieselben sich rücksichtlich ihrer geotektonischen Verhältnisse auf das innigste an den Granit anschliessen, bei welchem auch bereits hier und da derselben gedacht wurde. Wir finden hier ganz analoge Lagerungs- und Verbandverhältnisse, die mineralogische Constitution ist nach höchst ähnlichem Typus ausgebildet, und weitaus die Mehrzahl der Forscher neigt sich daher auch der Ansicht zu, dass den in Rede stehenden Gesteinen dieselbe Bildungsweise wie den Graniten zuzuerkennen sei.

Ohne daher hier wiederum alle diejenigen theilweise bereits bei der petrographischen Beschreibung berührten Punkte aufzuführen, welche den eruptiven Charakter dieser Gesteine in das rechte Licht zu setzen geeignet sind, mögen einige speciellere Bemerkungen über einzelne derselben folgen.

Die Felsitporphyre namentlich sind in ihrer chemischen und mineralogischen Constitution, wenn auch der Habitus der letztern ein anderer ist, den Graniten überaus ähnlich; auf der andern Seite findet wieder zwischen Felsitporphyren und Quarztrachyten, welche in gewissen von ihren Gliedern mit Vulkanen in offenbarer Beziehung stehen, der allerinnigste Zusammenhang in chemischer und zumal auch in mineralogischer Hinsicht Statt. Manche alte Felsitporphyre kann man von jungen Quarztrachyten kaum in

Handstücken, durchaus nicht in Dünnschliffen unter dem Mikroskop unterscheiden.

Bei den Felsitporphyren lassen sich die mechanischen Gewalten, welche dieselben bei ihrer Eruption auf das Nebengestein ausübten, in ganz derselben handgreiflichen Art nachweisen, wie bei den Graniten. Auch hier finden sich die zertrümmerten, zermalmten und aufgeborstenen Bruchstücke des Nebengesteins von jedweder Grösse, wie in jenen Gesteinen, die Knickungen und Stauchungen der unmittelbar angrenzenden Schichten, die Biegungen und Aufrichtungen ganzer benachbarter Schichtensysteme. Namentlich solche Verhältnisse gewinnen Werth, wie sie Naumann vom Abhange des Struthwalds, dem Dorfe Flöha in Sachsen gegenüber beschreibt; dort sieht man den Porphyr über den mächtigen Conglomeratschichten der dortigen Steinkohlenformation liegen und dennoch umschliessen seine untersten Massen zahlreiche Geschiebe dieses Gneissconglomerats, welche bisweilen zerbrochen oder aufgeborsten und dann durch Porphyrmasse verbunden oder davon durchdrungen sind; über ähnliche Erscheinungen vgl. S. 340. Die grossartigen auf weite Erstreckung hin zu verfolgenden Contactmetamorphosen indessen, wie sie so häufig von den Graniten ausgehen (vgl. Bd. I. S. 515), finden sich in der Nachbarschaft der Porphyre nur selten oder nur in sehr geringem Maassstabe. Der Contactmetamorphismus, welcher hier keineswegs überall eingetreten ist, beschränkt sich meistens auf eine Silicification oder Feldspathisation des unmittelbaren Nebengesteins, und die Imprägnation desselben mit jenen zahlreichen Silicaten findet hier nicht statt. Dürfen wir daran festhalten, diese Erscheinungen bei den Graniten aus der Wirkung des bei der Eruption in das Nebengestein eindringenden Wassers herzuleiten, so liegt die Vermuthung nahe, dass bei der Eruption der Felsitporphyrgesteine weniger Wasser im Spiele gewesen sei. Auch scheint es, dass wenigstens hier und da das Porphyrmagma bei der Eruption eine höhere Temperatur besessen habe, als sie den Graniten vermuthlich eigen war. Bieten sich auch an den meisten Contactstellen des Porphyr keinerlei Einwirkungen kaustischer Art dar, wie es bei den Graniten allerorts der Fall ist, so sind doch bisweilen Veränderungen des Nebengesteins beobachtet worden, welche mit denjenigen vollständig übereinstimmen, die wir durch Anwendung von Hitze zu Wege bringen können. Es

sind dies die Veränderungen der angrenzenden Steinkohle zu einer mehr oder weniger coaksähnlichen Substanz, wie sie z. B. auf der Fixsterngrube bei Altwasser in Schlesien (Zobel und v. Carnall in Karstens Archiv IV. 1831. 113 u. 130), bei Steierdorf im Banat und in mehrern, von Porphyren durchsetzten Steinkohlenrevieren Frankreichs (z. B. von Autun, Épinac, ausgezeichnet am Calvarienberge bei der Vesonbrücke im Bassin von Arroux, Expl. d. l. carte géol. d. l. Fr. I. 155.) bekannt sind.

Die Erscheinung der schieferigen Textur bei gewissen Felsitporphyren, welche vorzugsweise an den Grenzflächen gegen das Nebengestein hin sich einstellt, hat man als das Resultat eines Metamorphismus schieferiger Sedimentgesteine gedeutet; sie lässt sich in jenem Falle mit bedeutend grösserer Wahrscheinlichkeit als eine Wirkung des Drucks gegen diese Widerstandsfläche auffassen (Bd. I. 546), und deshalb ist auch die Schieferungsfläche in den Porphyrgängen meistens den Saalbändern, in den deckenförmigen Ablagerungen der Auflagerungsfläche parallel. Einzig und allein der schieferigen Ausbildungsweise wegen einem krystallinischen Gestein metamorphischen Ursprung aus klastischen Schiefern zuzuschreiben scheint namentlich deshalb voreilig zu sein, weil gar kein Grund vorliegt, weshalb bei einer solchen tief eingreifenden Metamorphose das ursprüngliche Schiefergefüge hätte bewahrt werden müssen. In den schieferigen Porphyrgängen stimmt die Schieferung oft keineswegs mit derjenigen des durchsetzten Nebengesteins überein, schieferige Porphyre treten im Contact mit Gesteinen auf, welche überhaupt gar nicht geschiefert sind, und überdies besitzt diese Schiefertextur ihr deutliches Analogon in offenbar eruptiven Gesteinen, von denen nur die durch Poulett Scrope bekannt gewordenen sauertrachytischen Gesteine der Vulkaninseln Italiens erwähnt seien.

Man hat indessen bei einigen Felsitporphyren, zumal bei solchen, welche eine schieferige Textur besitzen und in schichtenförmigen Parallelmassen innerhalb sedimentärer Gebirge auftreten, hier und da einen Uebergang in die letztern wahrgenommen, indem sich in diesen allmählich Feldspath- und Quarzkrystalle entwickeln und eine felsitische Grundmasse herausbildet. Sollten sich diese Verhältnisse nicht etwa dadurch erklären lassen, dass der Porphyr bei seiner Eruption in dem benachbarten Sedimentärgestein Umwandlungsprocesse auf nassem Wege hervorrief, durch welche die Grenze

zwischen beiden verwischt wurde, und deren Wirkung um so mehr sich verschwächte, je mehr die Entfernung von dem Porphyr wuchs, (vgl. S. 347), so würde hier allerdings eine allmähliche auf gewöhnlichem Wege wirkende wässerige Metamorphose in Felsitporphyr vorliegen, deren Möglichkeit zu bezweifeln gewiss nicht mehr verstattet ist, seitdem wir an die hydatogene Bildung von Quarz und Feldspath glauben gelernt haben, seitdem die Regenerationsfähigkeit des letztern aus einem Feldspathschlamm oder einem klastischen Feldspathgestein höchst wahrscheinlich geworden ist. Dabei ist indessen keineswegs jener bedeutende Unterschied zu übersehen, der zwischen diesen schieferigen, vorzugsweise als Lager ausgebildeten Porphyren einerseits und den massigen, stockförmig, gangförmig, deckenförmig gelagerten andererseits obwaltet, und man würde auf weithin abführende Irrwege gerathen, wollte man metamorphische Bildung auch für diese in Anspruch nehmen, bei denen geotektonische Verhältnisse die Eruptivität gar deutlich bekunden, und das scharfe Abschneiden am Nebengestein jedweden Gedanken an Umwandlung verscheucht.

Dass Uebergänge von präexistirendem Porphyr in klastische Gesteine, zu denen er das Material darbot, hier von keiner genetischen Bedeutung sind, ist offenbar.

Zu jenen porphyrartigen Gesteinen gehören diejenigen von Deville, Devant Laifour sowie zwischen Revin und Monthermé in den Ardennen, bläuliche oder graue, hornsteinartige oder kieselschieferähnliche Massen mit gelblichgrauen Feldspathkrystallen, nicht über 1 Cm. gross, bisweilen Karlsbader Zwillinge darstellend, und abgerundeten Quarzkörnern mit rauher matter Oberfläche. Diese von Omalius d'Halloy als porphyrartige Dachschiefer (Ardoises porphyroïdes, Journ. des mines Nro. 169. S. 55) bezeichneten Bildungen sind parallel der Schichtung in die Schiefer eingeschaltet und gehen in deutlicher Weise in dieselben über, weshalb sie für metamorphosirte Thonschiefer gehalten werden (vgl. Explic. de la carte géol. d. l. Fr. I. 260, wo Élie de Beaumont von ihnen sagt: »Le gisement et l'origine de ces roches passant aux schistes ardoisiers ont donné lieu à de nombreuses discussions qui probablement ne se termineront, que lorsqu'on aura trouvé moyen de leur adapter complétement l'ingénieuse et flexible théorie du métamorphisme«; auch v. Dechen in Nöggerath's Gebirge von Rheinland-Westphalen

III. 194). Ihr Aussehen ist übrigens von dem ächter eruptiver Felsitporphyre ziemlich abweichend.

Vielfach ist die »Grauwacke métamorphique« von Thann in den Vogesen besprochen worden; ächte geschichtete Grauwacke wird hier metamorphisch, »so dass sie zugleich den Charakter eines sedimentären und eines porphyrischen Gesteins erhält«; alle Fragmente, welche sie umschliesst (abstammend von braunen Porphyren) sind durch einen feldspathigen Teig zusammengekittet, in dem sich selbst klinoklastische Feldspathe entwickelt haben; die Schichtung ist verworren oder fast verschwunden; oft hat sich eine sphärolithische Textur entwickelt, die bläulichgrauen Concretionen von sphärischer, abgeplatteter und ovaler Gestalt sind nicht scharf von der umgebenden Masse getrennt, halten gewöhnlich 1 — 3 Cm. im Durchmesser und erscheinen nicht homogen, sondern bestehen aus wenig durchscheinendem Hornstein als Hauptmasse, gemengt mit einigen Quarz- und Feldspathkörnchen; sie enthalten 71.45—77.22 Kieselsäure. Ist die Structur der Grauwacke krystallinisch geworden, so beobachtet man glänzende Feldspathlamellen, nicht über einige Millimeter gross, mit Zwillingsstreifung versehen; »die in hohem Grade krystallinisch metamorphosirte Grauwacke gleicht sehr einem Porphyr und ist oft nur schwer von dem Porphyr in Gängen und Stöcken zu unterscheiden, sie enthält aber sehr variirenden Kieselsäuregehalt«, während bei den eruptiven Porphyrgesteinen die chemische Zusammensetzung oft auf meilenweite Erstreckung hin sich kaum merklich ändert (vgl. Delesse, Bull. de la soc. géol. (2) X. 1853. 562. u. XVI. 879; Köchlin-Schlumberger, ebendas. (2) XVI. 1859. 680). Delesse machte auf ähnliche Erscheinungen im Harz, in Caernarvonshire, Merionetshire, Denbigshire, Salopshire aufmerksam. Im Forez in Centralfrankreich stehen Porphyre mit Gliedern der Uebergangsformation in naher Verbindung; Dufrénoy berichtet, dass im Contact mit dem Porphyr bei Thizy der Uebergangskalkstein, an andern Orten der Kieselschiefer mit röthlichen Feldspathkrystallen imprägnirt ist, sowie dass bei Urval und Poïet eine Grenze zwischen Porphyr und Kieselschiefer nicht nachgewiesen werden kann (Explic. d. l. carte géol. d. l. France I. 137. 145).

In der Nachbarschaft grosser Porphyrmassen Norwegens z. B. von Ringerige wird nach Durocher der Sandstein allmählich compact porphyrisch, die klastischen Elemente werden ununterscheidbar

und verändern sich zu einer Art von Grundmasse, in welcher man kleine Feldspathblättchen glänzen sieht; der Uebergang in Porphyr ist allmählich und unmerklich, so dass man nicht weiss, wo der Sandstein aufhört und der Porphyr beginnt (Sur le métamorphisme des roches, Bull. de la soc. géol. (2) III. 1846. 595). Durocher scheint übrigens geneigt, die Ursache dieser Erscheinung in einer von der Porphyreruption ausgehenden Umkrystallisirung und Feldspathisation des Sandsteins zu sehen. Fournet hat Manches über das Verhältniss von Felsitporphyren zu solchen angrenzenden Schiefern mitgetheilt, in denen sich Feldspathkrystalle ausgebildet haben; er sieht in letzterer Erscheinung eine Wirkung des eruptiven Porphyr und betrachtet die Uebergänge, die sich hier darbieten, als Resultat einer »fusion reciproque« (Ann. de chim. et de phys. LX. 300). Charmasse hält die dunkeln Porphyrite des Morvan, welche von rothen Felsitporphyren durchsetzt werden allerdings in unbestimmter Weise für metamorphische Schiefer (Bull. de la soc. géol. (2) IV. 750).

Girard besprach die metamorphischen Schiefer und Porphyre der Gegend von Rübeland (N. Jahrb. f. Min. 1848. 260); der mittlere grösste Theil, die Hauptmasse des steil ansteigenden Berges im Mühlthal hinter Rübeland ist brauner Porphyr mit hellgrünen Krystallen, der Gipfel ein nelkenbrauner Kieselschiefer, der Fuss aber theils Blatterstein. theils grüner Schiefer, theils endlich deutlich schiefernder Porphyr; »diese drei Gesteine sind jedoch keineswegs scharf von einander getrennt, sondern sie gehen alle in einander über, und zwar der grüne Schiefer und Porphyr durch so allmähliche und deutlich zu verfolgende Veränderungen. dass gar kein Zweifel darüber bleibt, dieser Porphyr sei nichts anderes als ein veränderter Schiefer. An dem dortigen Kalkstein setzen dagegen die Porphyre mit bestimmter Grenze ab. Girard glaubte auch bei Flechtingen in der Gegend von Helmstädt eine Umwandlung von Grauwackenschiefer in bläulichrothbraunen Felsitporphyr erkennen zu können, welche er im Jahre 1844 noch der »backenden Hitze des benachbarten Melaphyr« zuschreiben durfte (Karstens u. v. Dechens Archiv XVIII. 1844. 115); vgl. auch über den mit unterm Jurakalk in Verbindung stehenden Porphyr des Golzerbergs und der Windgelle im Maderaner Thal (Schweiz) Studer, Geologie der Schweiz II. 177; vom Rath. Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 396.

Höchst interessante Verhältnisse dieser Art bieten die Fel-

sitporphyre der Bruchhäuser Steine dar, vier ruinenhaft emporragender Felsmassen, welche zwei Stunden von Brilon in Westphalen gelegen sind und über welche Nöggerath schon früh werthvolle Mittheilungen gemacht hat (Karstens Archiv III 1831. 95). Dieser Porphyr, bestehend aus einer graulichen und röthlichen Grundmasse, mit grauen Quarzkörnern, Orthoklasen, einem klinoklastischen Feldspath und auch wohl Hornblende, erhebt sich aus dem devonischen Thonschiefer. In der Nähe des Porphyr zeigen sich in dem Schiefer kleine Punkte von gelbem Eisenocker und kleine weisse Stellen, die aus Feldspathsubstanz bestehen; je mehr dieser winzigen, häufig im Durchschnitt eckig erscheinenden Massen in dem Schiefer sind, um so höckeriger und unebener werden die Schieferungsflächen desselben. Indem sie näher nach dem Porphyr zu an Menge und Grösse zunehmen, gewahrt man deutlich auf dem Querbruch, dass der Thonschiefer gar nicht mehr der vorwaltende Bestandtheil des Gesteines ist: weisse, eckige, scharfkantige und fragmentähnliche, sowie rundliche, längliche Massen von der Grösse mehrerer Linien nehmen bis zu drei Viertel der ganzen Bruchfläche ein. Das Gestein ist noch schieferig und sieht auf den Schieferungsflächen ganz thonschieferartig aus; die weisslichen Massen bestehen aus Feldspath, grössere enthalten schon Quarze und sind bereits Felsitporphyr. Diese Einschlussmassen werden nun allmählich zu zoll- und fussgrossen Brocken, von solcher Häufigkeit, dass die schwarze Masse des Schiefers nur noch als schwache Streifen, als Adern und Trümer darin erscheint, bis sich zuletzt auch diese verlieren und damit der Uebergang in Felsitporphyr vollendet ist.

Nicht minder merkwürdige Erscheinungen offenbaren die Porphyrgesteine der Lennegegenden in Westphalen, deren Kenntniss wir den trefflichen Untersuchungen v. Dechens danken. Sie liegen um eine Linie versammelt, welche sich in einer Ausdehnung von 4¼ Meile von Bratschkopf und dem heiligen Wasser westlich von Olpe über Bilstein, Altenhundem bis Hundesossen in der Gegend von Schmalenberg erstreckt und hauptsächlich südlich von dieser Linie in dem Olpe- und Hundemthale, in dem Raum zwischen Benolpe, Oberhundem, Brachtshausen und Heinsberg finden sich die grössten Porphyrpartieen zusammengedrängt. Die Richtung des ganzen Zuges, sowie die Längsausdehnung der einzelnen Massen stimmt vollkommen mit der Streichungslinie der devonischen Gebirgsschichten

überein. Sehr verschiedene Varietäten setzen diese Gesteine zusammen: bald ist es ein normaler Felsitporphyr, welcher in einer dicht erscheinenden Grundmasse Krystalle und Körner von meist wasserhellem Quarz und Orthoklas (ein gestreifter Feldspath findet sich an der Lusthei und an dem Rohrbach, bei Wingeshausen an der Eder) enthält, wobei bald die Grundmasse, bald die Krystallausscheidungen überwiegen; bald liegen, und das ist die häufigste Abänderung, in der dichten Grundmasse nur Feldspathausscheidungen, bald nur Quarzkörner, bald sind in der Grundmasse gar keine krystallinischen Ausscheidungen sichtbar. Diese Varietäten besitzen theils ein massiges, theils ein deutlich schieferiges Gefüge. Die schieferigen Abänderungen dieser Gesteine zeigen nun die sehr merkwürdige Erscheinung, dass sie grössere und kleinere Partieen von grünlich- und graulichschwarzem, manchmal glänzendem Thonschiefer umschliessen, welcher bisweilen selbst kleine Feldspathausscheidungen enthält, wobei meist die Thonschieferflasern der Schieferung des Porphyr parallel liegen und an ihren Rändern mit dessen Masse verfliessen. In einem mit grossen weissen Feldspathkrystallen erfüllten, auch Thonschieferpartieen enthaltenden sehr schieferigen Porphyr vom Steimel bei Schameder fand sich das Schwanzschild eines Homalonotus. Ueber das Begrenzungsverhältniss der Porphyre, sowohl der massigen als der schieferigen, und des Thonschiefergebirges scheinen deutliche Aufschlüsse noch zu mangeln. In den schieferigen Porphyren mit den Thonschieferflasern, überwiegen letztere bisweilen an Menge. Die massigen Porphyre gehen deutlich und vollständig in schieferige Varietäten über, welche indessen keine Thonschieferflasern enthalten. v. Dechen bemerkt, dass bezüglich dieser letztern Vorkommnisse keine einzige Beobachtung vorliege, welche der Ansicht widerspräche, dass dieselben aus grössern Erdtiefen lange nach der Bildung der Devonschichten in dieselben eingedrungen seien. Für die schieferigen Porphyre, welche bestimmt von den massigen getrennt sind, jene Thonschieferflasern enthalten und in denen die Versteinerung gefunden wurde, kann hingegen eine solche Bildung nicht angenommen werden; um ihr Auftreten zu erklären, bleiben nach den Ausführungen v. Dechens nur zwei Ansichten möglich: die Umwandlung des schieferigen Porphyr aus gewöhnlichen Schiefern des Grauwackengebirges lange nach der Ablagerung dieser Gebirgsschichten und wohl gleichzeitig mit dem Ein-

dringen der massigen Porphyre in das Grauwackengebirge, und die gleichzeitige Entstehung des schieferigen Porphyr mit den Grauwackeschichten unter solchen Verhältnissen, dass Meeresorganismen darin eingeschlossen werden konnten.« v. Dechen neigt sich, wohl mit vollem Recht, der erstern Ansicht von der metamorphischen Entstehung des schieferigen Porphyr zu. Es bedürfe, glaubt der hochverdiente Geognost, indem er der Entwicklung der Wissenschaft gewissermaassen vorauseilt, nur einer geeigneten Temperatur und sonstigen anregenden Einflusses, um die Bestandtheile des Grauwacken- und Thonschiefers zu krystallinischen Ausscheidungen von Feldspath und Quarz mit dem Rückstand einer dichten Feldspathgrundmasse und von unaufgelösten Partieen des Schiefers zu vereinigen und auf solche Weise selbst ohne das Eindringen neuer und fremder Stoffe aus dem gewöhnlichen Schiefer gerade solche Gesteine zu erzeugen, wie sie in den schieferigen Lenneporphyren vorhanden sind. Das Gebundensein dieser Veränderung an wenige Schichten von sehr geringer Mächtigkeit, während die benachbarten von diesem Einfluss nicht berührt worden sind, ist allerdings ein Umstand, der diese Erklärungsweise erschwert; v. Dechen deutet an, dass das Entweichen von heissen Dämpfen oder Gasen auf den Schichtungsablösungen möglicherweise eine einzelne Schicht umändern und die benachbarte unverletzt lassen kann; wahrscheinlicher werden es hier Gewässer gewesen sein, welche auf gewissen Klüften und Schichtungsflächen circulirend lediglich das beiderseits angrenzende Gestein metamorphosirten. (Karstens u. v. Dechens Archiv XIX. 1845. 367; vgl. auch Verh. d. naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. W. XII. 1855. 191).

Aehnliche Verhältnisse sind diejenigen, welche Credner von den Felsitporphyren des Schwarza-Thales im Thüringer Walde beschreibt; auch hier finden sich zwischen diesen und dem angrenzenden Thonschiefer schieferige Porphyre, »bei denen man zweifelhaft wird, ob sie dem massigen Feldspathgestein, oder dem Thonschiefer zuzuzählen sind; jenem gehören sie durch ihren Gehalt an Feldspath und ihre theilweise krystallinische Structur an, während sie sich diesem durch ihr schieferiges Gefüge anschliessen; sie vermitteln einen meist allmählichen Uebergang aus dem Thonschiefer in das körnige Feldspathgestein. Credner entscheidet sich übrigens nicht dafür, dass hier eine Umwandlung des Thonschiefers in Por-

phyr vorliege, sondern dafür, dass der eruptive Porphyr den Thonschiefer metamorphosirt habe (N. Jahrb. f. Min. 1849. 25).

Für die Syenite, welche den Graniten in Zusammensetzung und Lagerungsformen ausserordentlich ähnlich sind, welche häufige Uebergänge in dieselben zeigen, ergibt sich offenbar aus einer Berücksichtigung der geotektonischen Verhältnisse die eruptive Bildungsweise, wenn auch die rein pyrogene Natur sogar für die gänzlich quarzfreien Syenite ebenso unwahrscheinlich ist, als für die Granite selbst. Gustav Bischof sucht der Anschauungsweise Eingang zu verschaffen, dass der Syenit aus einer Umwandlung sedimentärer Schichten, namentlich der Thonschiefer entstanden sei. Er vergleicht zwei Thonschiefer-Analysen (von Goslar und Prag) mit der berechneten Zusammensetzung zweier idealer Syenite und findet eine solche Aehnlichkeit im Allgemeinen, dass an der Möglichkeit nicht zu zweifeln sei, wie sich im Meere Absätze bilden konnten, die wenn sie sich krystallinisch ausbildeten, Syenit gaben. Noch leichter aber sei zu begreifen, wie aus einer, der Zusammensetzung nach thonschieferähnlichen amorphen (?) Masse durch einen Umwandlungsprocess auf nassem Wege Syenit entstehen kann, denn das Fehlende in jener konnte dann durch Gewässer zugeführt, und das Ueberschüssige daraus fortgeführt werden. Möge auch der Syenit aus der Tiefe hervorgetreten sein, so wie er jetzt erscheint, sei er auf plutonischem Wege gewiss nicht gebildet. (Lehrb. d. ch. u. phys. Geol. I. Aufl. II. 1003 ff.). Die den Schmelzungsgraden entgegengesetzte Reihenfolge in der Krystallisation der Syenitmineralien ist es namentlich, weshalb Bischof die pyrogene Entstehung für unmöglich erachtet; dass aber dennoch beides nicht unvereinbar sein würde, dürfte aus S. 359 hervorgehen. Die Möglichkeit, dass Thonschiefer entweder von Anbeginn an oder durch Zufuhr neuer Stoffe eine mit dem Syenit vergleichbare Zusammensetzung besitze, ist gewiss nicht zu bestreiten; widersprechen aber die Lagerungs- und Verbandverhältnisse des Syenit der Annahme einer Herausbildung aus Thonschiefer, so kann dieser kein grösserer Werth, als der einer interessanten Speculation zuerkannt werden.

Die Minette der Vogesen hat Köchlin-Schlumberger in seiner Note sur la minette (Terrain de transition des Vosges. Strasbourg 1862. 211—237; 115; 127) als ein metamorphisches Sedimentgestein angesehen, wogegen sich jedoch Pauly (N. Jahrb. f. M.

1863. 434), durch den wir eine sehr ausführliche Arbeit über die Minette besitzen, wie es scheint mit guten Gründen erklärt; für die Minettegänge ist eine solche Bildungsweise auch geradezu unmöglich. Was dagegen den erzgebirgischen »Glimmertrapp« (Minette, vgl. Bd. I. S. 606) anbelangt, so hat H. Müller durch genaue Beobachtungen zu beweisen gesucht, dass derselbe nicht wie die eigentliche Minette ein eruptives Gestein, sondern ein den Fleckschiefern, Fleckgneissen und Cornubianiten sehr nahe verwandtes, aus der Umwandlung von Grauwacke, Grauwackenschiefer oder Thonschiefer hervorgegangenes Gebilde sei. Der Glimmertrapp ist vielfach durch allmähliche und innige Uebergänge mit Grauwacken, Grauwackenschiefern und Thonschiefern verknüpft, auch mit Wetzschiefern, Kieselschiefern, Quarziten und Sandsteinen der Grauwackenformation verbunden. Sowohl die ausschliesslich aus Glimmertrapp als die aus einem solchen Complex von Glimmertrapp mit Grauwackengliedern bestehenden Gesteinspartieen bilden scharfbegrenzte insularische Gebirgsschollen, allseitig umgeben von jüngern (rothen und amphoteren grauen) Gneissen oder eingeklemmt zwischen diesen und ältern Schiefergesteinen (normalen grauen Gneissen und Glimmerschiefern). Diese Schollen seien bruchstückartig von dem eruptiven Gneiss umhüllte Grauwackemassen, welche ganz oder zum Theil in Glimmertrapp metamorphosirt seien (N. Jahrb. f. Min. 1865. 1).

Die Grünsteine, Diorit, Diabas und Verwandte zeigen in ihrer mineralischen Constitution eine solche Aehnlichkeit, ja Uebereinstimmung mit Basalten und gewissen Gliedern der Trachyte, dass man schon aus petrographischen Gründen, wenn auch nicht berechtigt, dann doch geneigt ist, den erstern die eruptive Natur und dieselbe Ausbildungsweise zuzuschreiben, welche für die letztern nicht zweifelhaft ist. Dazu kommt, dass man in Grünsteinen auch noch niemals eine Spur eines organischen Ueberrests gefunden hat.

Andere Verhältnisse, namentlich geotektonischer Art, verleihen dieser Anschauungsweise die höchste Wahrscheinlichkeit. Da sind dieselben Lagerungsformen, Gänge, isolirte Stöcke und Kuppen, die sich als fremde Massen inmitten des Nebengesteins darstellen, dieselben Dislocationen, Verschiebungen, Stauchungen, Aufwärtsbiegungen der angrenzenden Schichten, es fehlen nicht die von letztern gewaltsam losgesprengten Bruchstücke. Solche Beweise für die mechanischen Wirkungen der Grünsteine bringt Hausmann in

seiner »Bildung des Harzgebirges« vielfach bei. Bruchstücke von Gneiss, schieferigem Quarzit, Syenit, welche aus der Tiefe stammen, finden sich nach Kjerulf in den Diabasgängen der Umgegend von Christiania, z. B. bei Sorgenfrei in der Nähe des botanischen Gartens, in der Nähe des Schiessplatzes bei Tyveholmen, auf Gaasö, Gjedeholmen u. s. w. (Christiania-Silurbecken 1855. 58). Weitere Beispiele aller dieser Erscheinungen zu liefern, erscheint überflüssig.

Dadurch unterscheiden sich allerdings die Grünsteine von den bisher besprochenen Eruptivgesteinen, dass sie sehr häufig in Lagern auftreten, welche sedimentären Schichtensystemen so regelmässig eingeschaltet sind, dass sie meist als wesentlich zu diesen gehörige Bildungen erscheinen. Solche Grünsteinlager wechseln bisweilen in oftmaliger Repetition mit sedimentären Schichten, (z. B. in Nassau, im Voigtlande, in Oberfranken), bald als regelmässig ausgebildete Parallelmassen sich darbietend, bald stellenweise beträchtliche Verschmälerungen und Anschwellungen ihrer Masse zeigend. An und für sich steht der eruptiven Natur solcher Lager jedoch nichts im Wege, denn bei Basalten findet dieselbe Lagerungsweise, auch ein ganz ähnlicher Wechsel mit sedimentären Gebilden, tertiären Thonschichten, Sandsteinen, Braunkohlenflötzen Statt. Solche Lager stehen hier und da mit in die Tiefe setzenden Gängen in einem erweislichen Zusammenhang; diese deuten uns die Wege an, auf welchen das Eruptivmaterial emporgestiegen ist und müssen freilich überall für solche Lager vorausgesetzt werden, wenn sie auch nicht beobachtbar sind. Gänge gehen bisweilen plötzlich in Lager über und richten sich dann wieder als Gänge empor. Dabei offenbaren die mächtigern Lager stellenweise höchst abnormen Verband mit dem Nebengestein, und erweisen sich derart entschieden unabhängig von demselben, dass sie durchaus nicht als regelmässig in den Schichtencomplex eingeschaltete Massen gelten können. Ueberall im Fichtelgebirge, wo sie in grösserm Zusammenhange auftreten, folgt ihre Längenausdehnung sehr auffallend einer Richtung, welche fast rechtwinkelig von der herrschenden Streichungslinie des Schiefergebirges abweicht (Fr. Hoffmann, Nordwestl. Deutschl. 133). Die Grünsteindecken, in jedweder Beziehung höchst ähnlich den Basaltdecken zeigen auch meist eine vollkommen unabhängige Lagerung, indem sie gewöhnlich auf den Köpfen aufgerichteter Sedimentärschichten aufruhen.

Die Grünsteintuffe, welche die massigen Ablagerungen der Grünsteine so häufig begleiten, werden von manchen Forschern zum Theil als aschen- und lapilliähnliche Bildungen angesehen, welche bei der Eruption der Grünsteine ausgeschleudert worden seien.

Chemische und physikalische Veränderungen des Nebengesteins sind, wie bei den Porphyrgesteinen so auch bei den Grünsteinen bei weitem nicht in der Häufigkeit und dem Maassstabe beobachtet worden, wie es bei den Graniten der Fall ist; die Contactmetamorphosen, über welche von verschiedenen Beobachtern berichtet wird, sind aber sehr häufig derart, dass sie sich eng an die beim Basalt stattfindenden anschliessen; so werden z. B. Veränderungen des Schiefers und der Grauwacke in porzellanjaspisähnliche, gefrittete und halbverglaste Massen erwähnt; solche Erscheinungen beschreibt Zeuschner von Kattowice in Oberschlesien (N. Jahrb. f. M. 1838. 583), Stifft von der Hardt bei Löhnberg in Nassau (Geogn. Beschr. d. H. Nassau 295), De la Beche (von den eingeschlossenen Schieferfragmenten) von Kellan-Head in Devonshire (Report on the geol. of Cornw., Dev. and W.-S. 267), Jackson von der Südspitze von Deer-Island in Maine. Grünstein-Mandelstein hat am Wye, nordwestlich von Builth, Radnorshire die Llandeilo-flags in eine porzellanähnliche Masse verwandelt. Dufrénoy erwähnt auch, dass bei Brassac in Frankreich ein Grünsteingang zahlreiche Fragmente von Steinkohle umschliesst, welche vercoakt und prismatisch abgesondert erscheinen, wie es auch im Contact mit Basalt bisweilen vorkommt. Ist es auch meist nicht leicht, eine Frittung von einer Silicification zu unterscheiden und stammen diese Angaben grösstentheils aus einer Zeit, in welcher man mit dem erstern Ausdruck sehr freigebig war, so scheint man doch nicht alle derselben ohne weiteres als irrthümlich verwerfen zu dürfen. Wenn es aber auch wirklich Contacterscheinungen gibt, die auf Grünsteinmagmen hinweisen, welche im Zustande der Eruption Einwirkungen kaustischer Art auszuüben vermochten, so sollte man gleichwohl auf der andern Seite nicht vergessen, dass, man kann wohl sagen, weitaus die meisten Grünsteine das Nebengestein völlig unverändert gelassen oder darin nur Veränderungen hervorgerufen haben, die auf nassem Wege erfolgt zu sein scheinen. Ein solcher Mangel an kaustischen Contactmetamorphosen scheint aber, was auch für die folgenden Gesteine zu bemerken ist, noch nicht einen geschmolzen-plastischen Zu-

stand des Magmas auszuschliessen, denn auch Laven heutiger Tage sind keineswegs immer von jenen begleitet; so haben, um nur eines Beispiels zu gedenken, die tertiären stark verbogenen Schichten von sandigem Schieferthon auf der grössten der Cyclopen-Inseln durch die hindurchsetzenden Lavagänge auch nur stellenweise eine Veränderung zu kieselschieferartiger Masse erfahren (Lyell).

Die »greenstones« und »feldspathic trapps«, welche in Wales, Shropshire und Montgomeryshire eng mit der cambrischen und untersilurischen Formation verknüpft sind, werden von den englischen Geologen (Phillips, Ramsay, Ch. Lyell u. A.) geradezu als Laven betrachtet, welche auf dem Grunde des damaligen Silurmeers zum Ausbruch gelangten und deren Tuffkrater ebenso von den Wellen hinweggeschwemmt wurden, wie es bei denen von Nyöe (Island) 1783 und Graham-Island (Mittelmeer) 1831 der Fall war. So haben diese Trappe auch ihre »feldspathic volcanic ashes and tufas,« welche vollkommen geschichtet und mit Schieferbrocken untermengt sind: sie stellen nach ihnen das Aschenmaterial dar, welches bei den damaligen submarinen Eruptionen geliefert wurde; gewöhnliche Schieferschichten wechseln als Schlammsedimente mit diesen Aschensedimenten, welche bisweilen Petrefacten führen und bei Aran Mowddwy und Cader Idris ungefähr 2500 Fuss mächtig sind. Diesen von unbefangenen Forschern gegebenen Darstellungen, welche ausschliesslich auf Beobachtung der Weise des Vorkommens fussen, gebührt gewiss alle Beachtung; vgl. z. B. Harvey Holl's Beschreibung der aus Feldspath und Augit bestehenden lava beds, volcanic ashes, volcanic grits, welche in den obercambrischen Schichten der Malvern-hills eingeschaltet sind (Qu. journ. of the geol. soc. XXI. 1865. 87); Lyell. Elements of geology 1865. 547. 691; Ramsay, Qu. journ. of the geol. soc. IX. 1853. 170.

Auch die Bildung der Grünsteine hat man auf sedimentärem Wege oder durch metamorphische Vorgänge zu erklären versucht. Namentlich hat sich Bischof gegen die eruptive Entstehungsweise dieser Gesteine ausgesprochen: »diese Gesteine sind gewiss auf dieselbe Weise entstanden, wie die Kalk- und Schieferschichten, mit denen sie wechseln; sei es dass ihre Bildung zu krystallinischen Massen schon während des Absatzes der im Meere suspendirten Theilchen oder später durch eine Metamorphose erfolgt ist« (Lehrb. d. ch. u. ph. Geol. I. Aufl. II. 1069). Das Auftreten derselben in

Lagern, welche wie erwähnt, bisweilen in oftmaliger Repetition und in geringer Mächtigkeit zwischen sedimentären Schichten eingeschaltet erscheinen, das im Ganzen verhältnissmässig seltene Vorkommen von Gängen, der Mangel an Veränderungen des auf- und unterliegenden Nebengesteins, der freilich zu einer Zeit, als Eruptivität und Feuerfluss identisch galt, auffallen musste, dies waren die hauptsächlichsten Gründe, welche zur Annahme einer ursprünglich sedimentären oder durch hydatogenen Metamorphismus erfolgten Bildung der Grünsteine führten.

Es lässt sich allerdings nicht läugnen, dass es in manchen Fällen mit einigen Schwierigkeiten verknüpft ist, sich diese wenig mächtigen Grünsteinlager als effusive Decken oder intrusive Lager zu erklären; und es ist die Möglichkeit gewiss nicht von der Hand zu weisen, dass hier und da durch Metamorphismus einer Grauwacke oder eines Thonschiefers auf nassem Wege Gebilde entstehen können, welche von den ächteruptiven Grünsteinen nicht zu unterscheiden sind (Dana sondert so in seinem Manual of geology 89 einen igneous und einen metamorphic diorite, welche beide höchst ähnlich seien). Indessen darf man sich dabei nicht verhehlen, dass in den meisten Fällen augenscheinlich kein Uebergang von solchen Lagern in das Nebengestein stattfindet, sondern dass scharfe Grenzlinien zwischen beiden Gesteinen ersichtlich sind, eine Erscheinung, welche keineswegs dazu angethan ist, eine solche Umbildung wahrscheinlich zu machen. Auch lässt sich wohl mit einiger Sicherheit behaupten, dass häufig Gebilde Grünstein genannt worden sind, welche gar nicht unter diesen petrographischen Begriff fallen; wie schwer Verwechselungen von ächtem, aphanitisch ausgebildetem Grünstein mit feinklastischen Sedimentärgesteinen vorzubeugen ist, ist jedem Petrographen zur Genüge bekannt und mit welcher Freigebigkeit man bei der Benennung »Grünstein« verfuhr, davon liefern die »mikroskopischen Grünsteinpartieen« Bischofs (ebendas. 1068) ein vortreffliches Beispiel.

Bei der Frage nach der Bildungsweise der Melaphyre und basischen Porphyre bieten sich höchst ähnliche Verhältnisse dar, wie wir sie bei den Grünsteinen berührt haben. Die Melaphyre, Augitporphyre und Labradorporphyre sind in ihrer mineralogischen Constitution ebenfalls überaus den eruptiven Andesiten und Basalten ähnlich, dabei vollkommen fossilfrei, so dass vom

petrographischen Standpunkte auch für sie dieselbe Entstehungsweise ausserordentlich wahrscheinlich wird. Die häufige Ausbildungsweise als Mandelsteine lässt auf eine ursprünglich vesiculose und schwammige Beschaffenheit schliessen, die wenn sie auch in einigen Fällen durch Auswitterung von Gemengtheilen entstanden ist, doch in den meisten nach Art der Laven durch entweichende Gase während der Festwerdung des Gesteins hervorgebracht wurde, und so einen plastischen Zustand der ursprünglichen Melaphyrmasse deutlich bekundet. Bei einiger Aufmerksamkeit kann man die unregelmässig gestalteten, unregelmässig vertheilten, undeutlich begrenzten Hohlräume, welche durch Auswitterung von Bestandtheilen gebildet wurden, von den meist eiförmig gerundeten, häufig nach einer Richtung in die Länge gezogenen, scharf begrenzten, eigentlichen Blasenräumen gut unterscheiden, deren Innenwände sich gar manchmal unter der Loupe noch als verschlackt erweisen (vgl. S. 70).

Die geotektonischen Verhältnisse, wie sie bei manchen Melaphyren deutlich zu erkennen sind, das Auftreten in Gängen, Stöcken, die Dislocationen des Nebengesteins, die eingeschlossenen Bruchstücke und deren Beschaffenheit nöthigen auch hier zu der Ansicht von ihrer eruptiven Entstehung. Um nur eines Beispiels hier zu gedenken, sei erwähnt, dass das schwarze, gewöhnlich Melaphyr genannte Gestein, welches bei St. Ullrich in Südtyrol eine regelmässig auf Felsitporphyr ruhende sehr mächtige Schichtenfolge von rothem Sandstein, Muschelkalk und Halobia-Schiefern durchdringt, am Buflatsch, wo es zwischen den Halobia-Schiefern zu Tage tritt, an seiner Contactgrenze eine grosse Menge Bruchstücke der unterliegenden Gesteine enthält, sowohl solche von Muschelkalk und rothem Sandstein, als auch solche von Felsitporphyr, der durch eine mehr als tausend Fuss mächtige Schichtenreihe von dieser Stelle getrennt ist, d. h. so viel tiefer liegt (v. Cotta, geologische Fragen 1858. 214 und geol. Briefe aus d. Alpen. 1850. 184). Der alte tyroler Augitporphyr bildet förmliche Ströme, wie die jungen Basalte, mit denen man ihn auch in petrographischer Hinsicht früher vielfach vereinigte. Bei den Melaphyr**lagern** ist freilich, ebenso wie bei den Grünsteinlagern die eruptive Entstehung nicht so augenfällig; indessen scheint man doch wegen der vollkommenen Uebereinstimmung der Substanz dieser und der zweifellos eruptiven Melaphyre auch ihnen den eruptiven Charakter nicht

ohne weiteres absprechen zu dürfen, womit übrigens keineswegs die Möglichkeit geläugnet werden soll, dass auch durch hydatogene Umbildungsprocesse melaphyrähnliche Gesteine entstehen können. Will man sich jedoch nicht allzuweit in das Gebiet der Hypothesen verlieren, so wird man einen metamorphischen Melaphyr nur da vermuthen dürfen, wo wirkliche Uebergänge aus sedimentären Schichten in melaphyrische Gesteine sich genau nachweisen lassen, welche freilich überaus selten sind und auch noch nicht zweifellos die Nichteruptivität erweisen. Fournet unterschied 1849 zwei Melaphyre, einen eruptiven und einen metamorphischen; was den letztern anbelangt, so führt er mehrere Uebergänge aus Grauwacke in Melaphyr an: im Thal Gama, im Thal Brinzio, in der Umgebung von Framont, Thann und Giromagny in den Vogesen (über welche später auch Köchlin-Schlumberger berichtete). Jourdan fand in dem halb feldspathisirten Sandstein von Plancher-les-mines einen Productus (Bull. de la soc. géol. (2) VI. 1849. 506).

Im Allgemeinen haben die Melaphyre in dem Nebengestein nicht solche Veränderungen hervorgebracht, welche auf eine hohe Temperatur des Magmas bei der Eruption schliessen liessen; meist zeigt sich gar keine Veränderung des Nebengesteins, bisweilen eine einfache Silicificirung desselben, welche entweder durch die die Eruption des Melaphyr begleitende Solution entstand, oder auch im Laufe der Zeit durch die bei der Umwandlung der Kalksilicate des Melaphyr in kohlensauren Kalk frei werdende Kieselsäure erfolgte. Auch die Imprägnationen des Nebengesteins mit kohlensaurem Kalk sind erst durch Zersetzung der Kalksilicate des Melaphyr hervorgebracht. Hier und da hat man indessen auch vereinzelte Beispiele von kaustischen Einwirkungen des Melaphyr auf das Nebengestein kennen gelernt: dahin gehören u. a. die Veränderung zu Anthracit und Coaks, sowie die prismatische Absonderung, welche auf der Steinkohlengrube Rothhell bei Sulzbach im Saarrevier die Steinkohle durch Melaphyr erlitten hat (Warmholz in Karstens Archiv X. 1837. 421), die von Steininger erwähnten Umwandlungen des Schieferthons in Porzellanjaspis oder eine ziegelähnliche Masse, welche zwischen Tholey und Theley, sowie am Harsberge nördlich von St. Wendel zu beobachten sind; (gerade wie sie durch Erdbrände oder im Contact mit Basalt hervorgerufen werden, vgl. Geogn. Beschr. d. Landes zw. Saar und Rhein

1840. 119), die von F. v. Hauer und Hörnes in der Puffler Schlucht beobachteten Veränderungen der Wengener Schiefer in gebänderten Jaspis (Sitzgsber. d. Wiener Ak. d. W. 1850. 199), die Frittungen des Sandsteins, sowie die Umwandlung der Schieferthone in bandjaspisähnliche Gebilde am nördlichen Abhange des Lindenbergs bei Ilmenau, über welche Credner berichtete (Uebers. der geogn. Verh. Thüringens 70 und N. Jahrb. f. Min. 1843. 291). Ein Theil dieser Metamorphosen scheint freilich mehr auf einer Verkieselung als auf einer eigentlichen Frittung zu beruhen.

Ueber die Entstehungsweise des Pechsteins hat man verschiedene Ansichten aufgestellt, bei denen man meist das charakteristische Vorkommen bei Meissen im Auge hatte. Dass die bis vor kurzem allgemeine Ansicht von der Homogenität seiner Glasmasse nicht ganz richtig ist, wurde schon oben erwähnt. Darin stimmen die Meisten überein, dass der Pechstein das Product der raschen Erkaltung einer geschmolzenen Masse sei, mag diese nun eine direct dem Erdinnern entstammende ursprüngliche, oder durch Umschmelzung schon vorhandener Gesteine hervorgegangene secundäre sein. Dabei scheint sie sich mit Rücksicht auf ihren Wassergehalt im hydato-pyrogenen Zustande befunden zu haben. Naumann nennt den Pechstein ein natürliches wasserhaltiges Glas, welches die in der Grundmasse der Felsitporphyre bereits krystallinisch gesonderten Bestandtheile noch im Zustande eines geschmolzenen Magmas enthält. (Geognosie I. 608.) Diese Erklärung, derzufolge der Pechstein eine mit dem Obsidian analoge Entstehung besitzt, scheint die naheliegendste und allen seinen Verhältnissen am besten entsprechende zu sein. Auch v. Cotta hält es für leicht denkbar, dass im Erdinnern Eruptivmassen unter besondern Umständen, unter Zutritt von viel Wasser schnell abkühlten und in einen wasserhaltigen Glaszustand versetzt wurden (Gesteinslehre 1862. 161). Rammelsberg betrachtet gleichfalls den sächsischen Pechstein als den Obsidian der ältern Porphyre, der bei submariner Bildung Wasser aufnahm (Mineralchemie 1860. 642): Justus Roth erkennt in dem Pechstein einen durch heisse Wasserdämpfe umgeschmolzenen Felsitporphyr (Gesteinsanalysen S. XXXIV).

Vielleicht könnte der eigenthümliche halbglasige Zustand des Trachytpechsteins mit seinen, in einer anscheinenden Glassubstanz umherschwimmenden zahllosen mikroskopischen glasigen Krystallen

eben von seiner Wasserhaltigkeit herrühren, indem der wasserfreie Obsidian sich meist als homogen erscheinendes Glas darstellt.

Andere Forscher sind der Ansicht, dass die Pechsteine das Resultat von Zersetzungsprocessen seien. G. Bischof erkennt in ihnen zersetzte Felsitporphyre und Quarztrachyte (Geologie 1. Aufl. II. 2221; vgl. auch 2. Aufl. III. 336). Eine ähnliche Anschauungsweise entwickelt Jenzsch, wenn er sagt: »Eine Modification der Phonolithzersetzung besteht in einer Auslaugung des Gesteins, wobei die Auslaugungsproducte nur zum Theil weggeführt werden; der grössere Theil derselben bildet, einem Cämente vergleichbar, mit den noch unzerstörten Gemengtheilen des Gesteins eine homogen erscheinende harte, grüne Masse von einem dem Fettglanz sich nähernden Glasglanz; durch einen ähnlichen Cämentationsprocess (der Felsitporphyre) kann man sich die Pechsteinbildung erklären.« Scheerer wirft die Frage auf, ob die Pechsteine nicht eine den Palagoniten ähnliche Bildung haben könnten. Der Uebergang in Pechthonsteine, die Stratification, die Einschlüsse von Kugeln und Fragmenten, welche ganz an Bomben und Lapilli von Vulkanen erinnern, und auch für die Palagonite charakteristisch sind, endlich die Spuren von organischer Substanz scheinen ihm darauf hinzudeuten, dass mancher Pechstein ein durch vulkanische Einwirkung submarin gebildeter Tuff sei; während einerseits die vielorts bekannten oft säulenförmig abgesonderten Pechsteingänge die vulkanisch-eruptive Natur sichern, sei es möglich, dass ein Theil derselben durch submarine Einwirkung der eruptiven Porphyr- und Pechsteinströme auf die gleichzeitigen Tuffschichten entstand. Auch Delesse macht auf den so häufig zu beobachtenden Uebergang von Pechstein in geschichtete und selbst fossilhaltige Tuff- und Conglomeratschichten aufmerksam; er erblickt darin eine Metamorphose, »résultant sans doute d'une action exercée par de l'eau liquide ou en vapeur qui aurait pénétré le conglomérat et qui aurait vitrifié ses parties terreuses avec le secours de la chaleur et de la pression«; die andern Pechsteinvorkommnisse gelten ihm als hydato-pyrogene (pseudo-ignées) Gläser. (Bull. de la soc. géol. (2) XV. 1858. 757.)

Allerdings sehen manche, namentlich die Porphyrbruchstücke und Porphyrkugeln einschliessenden Felsitpechsteine den Palagoniten sehr ähnlich: aber die mikroskopische Structur ist bei beiden eine ganz andere, chemische Zusammensetzung und Verhalten gegen

Säuren bei Palagonit und Pechstein durchaus abweichend; die porphyrartig ausgeschiedenen Feldspathkrystalle finden nur schwierig ihre Erklärung, wenn man eine palagonitische Tuffmetamorphose annimmt, von welcher es überhaupt noch sehr fraglich ist, ob sie auch in so stark sauren Tuffen vor sich gehen kann, indem für die eigentliche Palagonitbildung nur sehr basische Tuffe tauglich sind. Jene Einschlüsse werden von Andern als gewöhnliche, während der Eruption umhüllte Fragmente betrachtet. Der Gehalt an organischer Substanz dürfte nicht gegen die eruptive Entstehung sprechen, denn solche enthält auch bisweilen der Obsidian, die unanfechtbare Glaslava. Auf den Trachytpechstein werden wir später noch einmal zurückkommen.

Die Frage nach der Genesis der Trachyte und Basalte bewegt sich auf einem ganz andern Gebiet, als es bei den bisher besprochenen altkrystallinischen Gesteinen der Fall war, indem jene jüngern Gesteine auf das allerinnigste mit Laven zusammenhängen, deren eruptiver Ursprung über jedweden Zweifel erhaben ist.

Dass die massigen Trachyte in petrographischer Hinsicht nicht von den Trachytlaven getrennt werden können, darauf wurde schon früher aufmerksam gemacht. »Es ist, sagt Naumann, unmöglich, einen wirklichen specifischen Unterschied zwischen dem Trachyt der Solfatara und des Monte Olibano, welche beide in Strömen geflossen sind, und manchen andern Trachyten zu entdecken, welche in mächtigen Bergen aufragen; sie bestehen wesentlich aus denselben Gemengtheilen, zeigen eine ähnliche Structur und keine Induction ist wohl, auch vom blos petrographischen Standpunkte aus mehr gerechtfertigt, als die, dass die Trachyte überhaupt und alle mit ihnen zusammenhängenden Gesteine auf demselben Wege gebildet wurden, wie die eigentlichen Trachytlaven« (Geognosie I. 699).

Indem sonst alle Gemengtheile übereinstimmen, unterscheiden sich nur dadurch gewisse Glieder der Trachytgruppe von den Trachytlaven, dass sie die freie Kieselsäure in der Form von Quarzkrystallen oder krystallinischen Quarzkörnern ausgeschieden enthalten, während in den geflossenen trachytischen Laven Quarz als solcher nirgendwo beobachtet ist (vgl. S. 166). Die stark sauren Trachytlaven sind allerdings sämmtlich in Glasform so rasch erstarrt, dass sich überhaupt keine oder nur einzelne Gemengtheile ausscheiden konnten.

Da die quarzführenden Trachyte von den quarzfreien nicht getrennt werden können und diese ihre allergetreuesten Copieen in den Trachytlaven finden, so ergibt sich daraus, dass auch die quarzführenden Trachyte aus einem Magma entstanden sind, welches mit dem der Trachytlaven in seiner allgemeinen Beschaffenheit übereinstimmte. Der Quarzgehalt der erstern scheint indessen anzuzeigen, dass ihr Magma, wenn es auch der Hauptsache nach pyrogener Natur war, dennoch eine grössere Menge Wasser enthielt, als wir in den heutigen Laven beobachten. In den Quarzen der Quarztrachyte finden wir unter dem Mikroskop alle jene Erscheinungen der Wasserporen wieder, welche früher bei denen der Granite ausführlich besprochen wurden: granitische und trachytische Quarze erweisen sich unter dem Mikroskop höchst ähnlich; da nun für den Quarz bisher nur eine hydatogene Bildungsweise erwiesen ist, so liegt es sehr nahe, die Entstehung desselben in den sauertrachytischen Gesteinen einer in dem pyrogenen Magma reichlicher vorhandenen Wassermenge zuzuschreiben.

Wir stimmen darin ganz mit Gustav Bischof überein, dass wir ebenfalls den Quarz der Quarztrachyte für eine Bildung auf wässerigem Wege ansehen, welche nur nicht, wie bei ihm durch eine nachherige Ausscheidung oder Hineinbildung in das längst starre Gestein erfolgte, sondern mit der der andern Gemengtheile bei der ursprünglichen Festwerdung der wasserhaltigen Eruptivmasse von Statten ging. Ebenso gut, wie das Wasser, wenn es sich aus dem eruptiven Magma ausscheidet, im Nebengestein Silicificationen hervorzubringen vermag, wird es auch im Stande sein, in der Masse selbst zu Quarzbildungen Anlass zu geben.

Dass die quarzführenden Trachyte sich in mineralogischer und chemischer Zusammensetzung sehr den Graniten nähern, darauf wurde schon wiederholt aufmerksam gemacht. Zumal verdienen hier nochmals jene durch und durch krystallinischen wirklich granitischen Quarztrachyte (vgl. S. 153) hervorgehoben zu werden, wie sie z. B. so ausgezeichnet von der Nordinsel Neuseelands F. v. Hochstetter mitbrachte, wo sie in einer ächt vulkanischen Region auftreten; von diesen Gebilden bis zu den Graniten ist in der That nur ein kleiner Schritt.

Bei den Basalten ist die petrographische Uebereinstimmung mit den Basaltlaven noch evidenter; in innigstem Zusammenhange

stehen mit den Basalten die Dolerite, Anamesite, Nephelinite; von letztern kennt man ebenfalls die ausgezeichnetsten Laven.

Namentlich in den innern Theilen der basaltischen und trachytischen Lavaströme tritt die Gesteinsähnlichkeit mit denjenigen Basalt- und Trachytgesteinen, welche nicht mit Vulkanen im Zusammenhang stehen, deutlich hervor; dort verliert sich der schlackenartige Habitus, die blasige Textur, es erscheinen compacte, vollkommen krystallinisch-körnige oder porphyrartige Gesteine, so dass man oft in Handstücken, wie sie allerdings in unsern Sammlungen selten sind, da für diese vorzugsweise die Lavenoberfläche das Material darbietet, nicht weiss, ob man es mit Trachyt und Basalt oder Trachytlava und Basaltlava zu thun hat. Nebenbei sei auch hier der grossen petrographischen Aehnlichkeit zwischen den Doleriten und manchen Meteorsteinmassen gedacht. Wenn G. Bischof es bezweifelt, dass die Olivine in Basalten auf pyrogenem Wege gebildet seien und sie für wässerige Ausscheidungen erachtet (Geologie III. 286), so möchten wir dem jene zahlreichen Hochofenschlacken entgegenhalten, in denen sich vor unsern Augen Olivine aus der geschmolzenen Masse ausscheiden.

Abgesehen von allen diesen Beziehungen, welche bei vorurtheilsfreier Betrachtung an und für sich schon gewichtig genug sind, um eine übereinstimmende Bildungsweise auch für die nicht mit Vulkanen verknüpften Basalte und Trachyte wahrscheinlich zu machen, sind es die Lagerungsverhältnisse, welche die eruptive Entstehung derselben deutlich erweisen. Wir dürfen diese letztern hier aus dem Grunde nicht ganz flüchtig übergehen, da sie ihrerseits mit denen der altkrystallinischen Massengesteine höchst bedeutungsvolle Analogieen darbieten; gerade hier ist die Gelegenheit, auf die grosse Beweiskraft gewisser Lagerungsformen für den eruptiven Ursprung aufmerksam zu machen.

Zwischen den Gängen der Basalte und Trachyte und denen der Granite, Porphyre, Grünsteine u. s. w. ist auch nicht der mindeste Unterschied aufzufinden: hier wie dort zeigen sich mechanische Einwirkungen auf das Nebengestein, Biegungen der angrenzenden Schichten desselben, Lossprengungen von Fragmenten, die als Einschlüsse im Eruptivgestein erscheinen; es sei hier nochmals der schon früher (S. 341) erwähnten Einschlüsse in Basaltgängen gedacht, welche erweislichermaassen aus der Tiefe stammen und

die Zeugen darstellen für die Herkunft der Gangmasse. Aufsteigende Basaltgänge biegen sich um und breiten ihre Masse in Form einer horizontalen Decke aus, gerade wie es bei den Gängen altkrystallinischer Gesteine der Fall ist. Erscheinungen, die an und für sich nicht hinreichend sind, den eruptiven Ursprung darzuthun, erlangen nun einen bestimmten Charakter und werfen ein starkes Gewicht zu Gunsten dieses Ursprungs in die Wagschaale, weil wir sie an Massen beobachten, die anderswo als Lavaströme fliessen. Nun werden wir nicht mehr anstehen, auch die Decken der Granite, Porphyre, Grünsteine, die mit Gängen in Zusammenhang stehen, als horizontale Ausbreitungen der plastischen Massen anzusehen.

Die Basaltgänge zeigen z. B. in Island nicht selten die auch schon früher (Bd. I. 439) erwähnte Erscheinung, dass ihre Saalbänder als Glasmasse ausgebildet sind, ein sprechendes Zeugniss für die geschmolzen-plastische lavaartige Beschaffenheit ihrer Masse; sie gleichen vollständig gewissen Lavagängen, welche man am Monte Somma im Atrio del Cavallo beobachtet, deren Saalbänder aus Obsidian bestehen. Gar manchmal auch sind die Basaltgänge derselben Gegend, denen unmöglich ein anderer Ursprung als jenen zugeschrieben werden kann, in der Mitte deutlich körnig als Dolerit, an den Saalbändern scheinbar dicht, als eigentlicher Basalt ausgebildet, ein Verhältniss, welches sich in schlagendster Analogie bei den Granitgängen wiederfindet, die nach dem Nebengestein zu in Porphyre übergehen (vgl. Bd. I. 513). Jenen glasartigen Zustand beobachtete Abich auch an Quarztrachytgängen von Ponza und Palmarola, vom Rath an Trachytgängen des Monte Pendise in den Euganeen. Die Trachytgänge entwickeln ferner nicht selten an ihren Saalbändern eine schieferige Structur in ganz derselben Weise, wie wir dies bei den Felsitporphyrgängen wahrgenommen haben (Bd. I. 546): welcher Schluss wäre wohl mehr gerechtfertigt, als der, dass beiden Gangmaterialien dieselbe Art und Weise der Festwerdung verbunden mit demselben Ursprung zukommt.

Bei den Basaltgängen auf Island, denen Niemand ernstlich einen eruptiven Ursprung absprechen wird, macht schon Krug von Nidda, der erste geologische Erforscher dieser merkwürdigen Insel, darauf aufmerksam, dass fast nie eine Störung in der horizontalen Lagerung der Basaltdecken, durch welche sie hindurchsetzen, über welchen sie sich selbst als Decke ausbreiten, ersichtlich ist:

»allemal muss hier der Gangbildung eine durch Zerberstung des Gesteins bewirkte Spaltenbildung vorhergegangen sein.« Das Emporsteigen der eruptiven Masse in geöffneten Gangräumen braucht also keineswegs Dislocationen des Nebengesteins im Gefolge zu haben, und wir können daher auch G. Bischof nicht beistimmen, wenn er aus dem Umstande, dass in der Nähe der Trachyte und Basalte des Siebengebirges die Schichten der devonischen Schiefermassen nirgends verrückt oder gebrochen sind, Zweifel an der Eruptivität jener Gesteine herzuleiten geneigt ist.

Die Umwandlungserscheinungen im Contact der Basalte und des Nebengesteins sind sehr verschiedener Art; wie es bereits bei früher besprochenen Eruptivgesteinen beobachtet wurde, findet gleichfalls beim Basalt sehr häufig gar keine Veränderung des Nebengesteins statt; zahlreich sind indessen auf der andern Seite auch die auf diesem Gebiete gesammelten Beispiele von Contactmetamorphosen, welche nur der Wirkung grosser Hitze zugeschrieben werden können, bei keinem Gestein liegen derartige Fälle kaustischer Einwirkung in solcher Fülle vor, wie gerade beim Basalt. Von ihnen seien nur einige der wichtigsten erwähnt, da sich meistens an den ähnlich beschaffenen Nebengesteinen auch ähnliche Contacterscheinungen darbieten. Die an den Basalt angrenzenden Sandsteine oder die vom Basalt umschlossenen Sandsteinfragmente sind häufig verhärtet, gefrittet, verglast, auch mit einer prismatischen Absonderung versehen, gerade wie sie in Gestellsteinen der Hochöfen sich entwickelt, welche langandauernder Erhitzung ausgesetzt sind. Derlei Erscheinungen sind zu beobachten am bunten Sandstein des Alpsteins bei Sontra, des Wildensteins bei Büdingen, der blauen Kuppe bei Eschwege in Hessen, der Stoffelskuppe bei Eisenach, am Quadersandstein von Johnsdorf bei Zittau und vom Schöberle bei Kreibitz (nach Reichel), am rothen Sandstein bei Dunbar in Schottland (nach Macculloch) u. s. w. Thone, Schieferthone, Thonschiefer, Mergel sind im Contact mit dem Basalt in sog. Basaltjaspis oder Porzellanjaspis umgewandelt worden, wie am Kornsteinchen bei Liers in der Eifel, am Wartenberg bei Donaueschingen, am hohen Parkstein bei Weiden in Bayern, am Boratscher Berg in Böhmen, bei Plas-Newydd auf der Insel Anglesea (nach Henslow) u. s. w. Was die so häufig als Wirkung der Hitze angeführte Entfärbung der Sandsteine im Contact mit Basalt anbetrifft, so hat G. Bischof mit Recht darauf

hingewiesen, dass dieselbe nicht im mindesten als eine solche gelten kann. Wo Basalte mit Steinkohlen und Braunkohlen in Contact gekommen sind, da haben diese ihr Bitumen eingebüsst, sind spröde und klingend, metallisch glänzend geworden, erscheinen oftmals säulenförmig zerklüftet und überhaupt auf eine Weise verändert, dass sie meist künstlich erzeugten Coaks überaus ähnlich sind, z. B. beim Meissner in Hessen, bei Utweiler in der Nähe des Siebengebirges, bei Blythe in Northumberland, am Cockfield-Fell in Durham, bei Skeggjastadr in Nordost-Island (vgl. Bd. I. 361).

Bei den Trachyten sind derartige kaustische Einwirkungen im Ganzen seltener beobachtet worden, was mit ihrer, den Basalten nachstehenden Verbreitung zusammenhängen mag. Es seien noch einige Fälle erwähnt, wo im Contact mit diesen Gesteinen wirkliche Umschmelzungen wahrgenommen worden sind. Nach Bunsen haben die Basaltgänge Islands, welche Tuffe oder phonolithartige Gesteine durchsetzen, diese an den Contactstellen sehr häufig mehrere Fuss weit in eine obsidian- oder pechsteinähnliche Masse umgewandelt (Annalen der Chem. u. Pharm. LXII. 1847. 56). Poulett Scrope sah auf der Insel Ponza das an den Trachyt angrenzende Trachytconglomerat überall bis auf eine Entfernung von 2 bis 30 Fuss hin in eine glasähnliche, pechsteinartige Masse von dunkelbouteillengrüner Farbe umgeschmolzen, in welcher viele Feldspath- und Glimmerkrystalle ausgeschieden waren (Transact. of the geol. soc. (2) II. 205). Die im Trachyt von le Pertuis im Velay (und ebendaselbst im Basalt der Roche rouge unfern le Puy) eingeschlossenen Granitbruchstücke erscheinen ganz so, als seien sie dem Ofenfeuer ausgesetzt gewesen: die Feldspathe sind glasig und bröckelig geworden, oder zu weissem Email umgewandelt, der Glimmer ist rothbraun oder schwarz, die innersten Partieen solcher Fragmente sind mitunter vollkommen verschlackt.

Die kaustischen Contacterscheinungen der Basalte finden sich in grosser Reichhaltigkeit gesammelt und besprochen in dem noch immer höchst schätzbaren Werke C. v. Leonhards »die Basaltgebilde und ihre Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Stuttgart 1832.« Sehr ausführlich sind auch diese Verhältnisse (gleichwie, worauf schon früher hingedeutet wurde, die Contacterscheinungen überhaupt) behandelt in Delesse's trefflicher Abhandlung Annales des mines (5) XII. 1857. 89 ff. Auch die classische Be-

schreibung der Umgebung von Teplitz und Bilin in Böhmen von A. E. Reuss bietet hierfür eine Fülle von Beispielen; vgl. ebenfalls Bronn, Handb. einer Geschichte der Natur I. 329.

Sie alle verweisen uns auf einen sehr starken Hitzegrad, welchen das Basaltmagma im Eruptionszustande besass; in sehr vielen andern Fällen sind aber solche kaustische Einwirkungen nicht oder nur spurenhaft ersichtlich, wie z. B. Baur ganz richtig beobachtete, dass die so zahlreichen Basaltdurchbrüche durch die Grauwacke der Eifel daran gar keine oder doch nur höchst vereinzelte und geringe Veränderungen hervorgebracht haben (Karstens u. v. Dechens Archiv XX. 362). Dieser Umstand scheint gleichwohl keinen Grund zu der Annahme zu geben, dass hier der Basalt nicht im stark erhitzten Zustande gewesen sei, denn »selbst da, wo Gesteinsstücke notorisch einer Feuereinwirkung ausgesetzt waren, ist dieselbe nicht immer wahrzunehmen« (G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie (1. Aufl.) II. 733; 2. Aufl. III. 167); so enthalten z. B. die Laven des Roderbergs bei Bonn wie Ziegelsteine rothgebrannte Thonschieferstücke und selbst Quarzgeschiebe, die an der Oberfläche verglast sind, neben solchen Thonschieferfragmenten, welche auch nicht die mindeste Hitzeeinwirkung erkennen lassen. Wir können deshalb auch nur zustimmen, wenn selbst G. Bischof sagt, man dürfe nicht erwarten, im Thonschiefer an den Basaltgängen Veränderungen wahrzunehmen, sofern diese im feuerflüssigen Zustande aufgestiegen sind (a. a. O. III. 177). Es ist aber alsdann auch nur zu klar, dass man ebenso bei Graniten und Porphyren nicht aus dem Mangel solcher Veränderungen einen scharfen Beweis gegen deren pyrogene Natur ableiten darf. Den verschiedenen Magmen der einzelnen Basalt- und Trachyteruptionen waren überdies vielleicht untereinander abweichende Temperaturen eigen, oder die Nebengesteine besassen ungleiche Fähigkeit, auf kaustischem Wege metamorphosirt zu werden.

In seinem Meisterwerk der chemischen und physikalischen Geologie (2. Aufl. III. 396—400) entwickelt G. Bischof in eingehender und scharfsinniger Weise die Processe, durch welche eine Umwandlung von Thon und kieselsäurearmem Thonschiefer in eine Masse von der Zusammensetzung des Basalt möglich sei. Es ist nicht zu bestreiten, dass durch eine geschickte Vertheilung der auszuscheidenden und zuzuführenden Substanzen auch dieser Process

sich in der That als chemisch möglich darstellt, wie man ja auf diesem Wege die chemische Umbildung fast eines jeden Gesteins in ein anderes bald leichter bald schwieriger wird construiren können. So werthvoll derlei Untersuchungen auch sind, so bedarf es doch wohl kaum des Erweises, dass die Basalte, z. B. die Basaltgänge nicht umgewandelte Thone sind. Dagegen auch scheint eine Einsprache nicht unterbleiben zu dürfen, wenn der hochverdiente Chemiker hinzufügt, »sollten in der Nähe von Basaltkegeln Thonschiefer gefunden werden, deren elementare Zusammensetzung sich der der benachbarten Basalte näherte, so würde die Möglichkeit einer Umwandlung zur Gewissheit werden.« Die Lagerungs- und Verbandverhältnisse sind es hier, welche das Richteramt ausüben, und aus diesen ergibt sich, selbst bei völliger Uebereinstimmung in der Zusammensetzung, dass eine solche Umwandlung nicht nur keine Gewissheit besitzt, sondern dass beide Gesteine ihrem Ursprunge nach gar nichts mit einander gemein haben. Wenn es S. 402 heisst, dass, da die neuern Laven dem blossen Auge nicht sichtbar krystallinisch erscheinen, man vermuthen müsse, dass die mit Augen erkennbaren Krystalle in Basalten wie in Laven erst nach der Erstarrung, mithin auf nassem Wege entstanden seien: so möge daran erinnert werden, dass die Aetnalava vom März 1865 nach Fuchs bis zu 3 Mm. grosse Labradorkrystalle mit deutlicher Streifung, Augite und Olivine bis zu 1 Mm. gross umschliesst (N. Jahrb. f. Min. 1865. 712).

G. Bischof, welchem wir schon so zahlreiche Gesteinsanalysen verdanken, hat jüngst 12 Basalte von verschiedenen Punkten der Umgegend von Bonn untersucht (III. 418); es sei gestattet, in folgendem vier davon aufzuführen um daran darzuthun, wie die einzelnen Basaltvorkommnisse, welche in isolirten Massen aus dem Schiefergebirge aufragen und von denen die entferntesten mehrere Stunden auseinanderliegen, so überraschend ähnliche Zusammensetzung besitzen, wie man sie nur bei krystallisirten Mineralien zu finden gewohnt ist, und um daran die Fragen zu knüpfen, ob wohl ein Umstand mehr geeignet sei, darauf hinzudeuten, dass diese Massen aus einem einzigen Reservoir stammen und in einem Guss und Fluss gewesen sind, sowie ob nicht diese staunenswerthe Uebereinstimmung jeden Gedanken daran verbannen müsse, dass diese Basalte aus Thonschiefern durch einen Umwandlungsprocess hervor-

gegangen seien, der an weit entlegenen Punkten auf unbegreifliche Weise so gespielt haben müsste, dass dabei kaum eine Abweichung von einigen Procenten stattgefunden. Es wurde nur das durch Aufschliessen mit kohlensauren Alkalien direct bestimmbare untersucht.

I. von Rolandseck am Eisenbahndurchschnitt; II. von der Erpeler Ley, Steinbruch am Fuss des Berges; III. Scheitberg (oder Scheitskopf), nahe unter dem Gipfel; IV. Obercassel aus einem der höchsten Steinbrüche.

		I.	II.	III.	IV.
	Kieselsäure	44.02	44.36	43.60	43.72
	Thonerde	9.46	10.76	11.76	12.36
	Eisenoxydul	24.17	24.17	24.03	24.12
	Manganoxydul	Spur	Spur	0.23	0.30
	Kalk	8.66	8.90	10.32	9.36
	Magnesia	2.97	1.06	3.33	0.42
	Glühverlust	3.70	1.50	1.00	4.90
	Differenz an 100 (Alkalien?)	7.02	9.25	5.13	4.82
Essigsäure-Auszug	Eisenoxydul	5.46	5.90	1.67	5.99
	Kohlens. Kalk	1.53	1.77	1.17	1.89
	Kohlens. Magnesia	0.78	1.62	0.35	2.15

G. Bischof verhehlt sich nicht, dass der grosse Eisengehalt, der höchste, den man bis jetzt in Basalten gefunden »allerdings die Vorstellung einer Bildung aus Thonschiefer erschwert.«

Wir können daher auch bei Erwägung aller dieser Verhältnisse nicht anstehen, den eruptiven Magmen der Basalte und Trachyte einen lavaartigen Zustand zuzuschreiben; höchst wahrscheinlich war diese geschmolzene Masse indessen in höherm Grade durchwässert, als es bei den Laven heutiger Tage der Fall ist. Ist diese Annahme richtig, so könnte man versucht sein, in dem Zustande der Magmen der eruptiven Gesteine von den ältesten derselben bis zu den jüngsten Laven eine gewisse Stufenleiter zu erblicken, die sich in der Mitwirkung des Wassers bei der Plasticität derselben ausspricht: bei den Graniten spielte das Wasser vielleicht eine grössere Rolle als bei den Porphyren, bei diesen eine grössere, als bei den Trachyten und Basalten, bei welchen dasselbe beträchtlich im Hintergrund gegen die vorwiegend geschmolzen-plastische Masse

steht; in den jetzigen Laven ist das Wasser immer noch vorhanden, wir haben es aber mit einem im wahren Sinne des Wortes feuerflüssigen Magma zu thun. Könnte man den Wassergehalt der Eruptivgesteine immer genau bestimmen (vgl. die auf S. 371 besprochenen Schwierigkeiten), so würde man höchst wahrscheinlich denselben um so grösser finden, je höheres Alter das Gestein besass. Die an der Oberfläche festgewordenen Laven heutiger Tage enthalten kein oder fast kein Wasser mehr, weil sie, von dem Druck befreit, welcher es in ihnen zurückhielt, dasselbe während des Erstarrens aushauchten.

Der Wassergehalt, welchen die basaltischen Gesteine ergeben, kann überhaupt doppelter Herkunft sein; er kann ein Rest des ursprünglich im Schmelzfluss vorhandenen Wassers sein, welcher durch die Erstarrung gebunden wurde, während es auf der andern Seite aber auch höchst wahrscheinlich ist, dass die Basalte im Lauf der Zeit Wasser aufgenommen haben, welches sich entweder hygroskopisch beigemengt findet, oder zur Bildung von Zeolithen verwandt wurde. Die Möglichkeit der Bildung wasserhaltiger Silicate in geschmolzenen Massen wird derjenige nicht bezweifeln, welcher sich erinnert, dass Bunsen dieselbe durch das Experiment bewiesen hat. Wird nämlich ein feingepulvertes Gemenge von 0.2 Th. Kalk und 1 Th. Kieselsäure in 9 Th. Aetzkali, welches in einer Silberschaale geschmolzen ist, eingetragen und lässt man dieses einige Zeit hindurch rothgeglühte Gemenge langsam erkalten, so erscheint nach dem Auflösen der Masse im Wasser ein Netzwerk von prismatischen, theilweise an den Wänden der Schaale aufsitzenden Krystallen, welche der Hauptsache nach wasserhaltiger $\frac{2}{3}$ kieselsaurer Kalk sind. Dieses wasserhaltige Silicat entsteht und erhält sich also in der Glühhitze; wird es von seiner Umgebung getrennt, so verliert es schon bei 109^{0} $\frac{4}{5}$ und noch unter der Glühhitze wieder alles Wasser (Poggend. Ann. LXXXIII. 236).

Die Phonolithe schliessen sich auf das allerengste an die Trachyte an. Je mehr sich die Nachweisungen von der Gegenwart des Nephelin in den Phonolithen häufen, eines Minerals, welches wir in den Nephelinitlaven auf pyrogenem Wege entstehen sehen, desto wahrscheinlicher wird es, dass die Eigenschaft des Gelatinirens mit Säuren, welche man früher lediglich durch einen Zeolithgehalt zu erklären wusste, zum grossen Theil von dem Nephelingehalt

herrührt; dadurch erleidet dann auch unsere Vorstellung von dem stark zersetzten Zustand des Phonolith eine Beschränkung. Ist es auch offenbar, dass in gar manchen Phonolithen starke Zersetzungsprocesse, welche durch die nicht unbeträchtliche Wassermenge sich verrathen, gespielt und die Feldspathe der Grundmasse zeolithisirt haben, so ist es doch nicht mehr erforderlich, in jedem frisch aussehenden wasserarmen Phonolith deshalb, weil er mit Säuren gelatinirt, ein umgewandeltes trachytartiges Gestein zu erblicken.

Delesse zählt in seiner oben erwähnten Abhandlung »Sur l'origine des roches« (Bull. de la soc. géol. (2) XV. 752) den Trachyt und den Dolerit zu den Gesteinen feurigen Ursprungs, »zwei Typen von Feuergesteinen, deren Ursprung sicher ist, da wir sie in noch brennenden Vulkanen sich bilden sehen. Der Trachyt trägt alle Merkmale eines Feuergesteins, welches durch Wärme geschmolzen oder mindestens erweicht wurde; wird er reich an Quarz, so bildet sich ein unmerklicher Uebergang in Porphyr und alles deutet dann darauf hin, dass die Wärme von geringerer Bedeutung gewesen ist.« Der Dolerit, der Wasser in nicht bemerkenswerther Menge enthält, ist ebenfalls durch Wärme verflüssigt. Der Ursprung der stets wasserhaltigen Basalte sei dagegen ein gemischter: Feuer und Wasser trugen gleichzeitig bei, sie bildsam zu machen. Delesse hält den ganzen Wassergehalt der Basalte, die in ihnen vorkommenden organischen Stoffe, kohlensauren Salze, Zeolithe für ursprünglich in dem Basaltmagma vorhanden, und schliesst daraus, dass die Hitze nicht hoch genug war, Wasser, organische Stoffe und Kohlensäure auszutreiben. »Da der Basalt entschieden pyrogene Gesteine begleitet, sieht man sich natürlich veranlasst, auch bei ihm Einwirkung von Wärme anzunehmen; am stärksten scheint diese bei den blasigen und schlackigen, sowie bei den augit- und olivinreichen gewesen zu sein. Da wo er einzelne Kuppen zusammensetzt, konnte seine Flüssigkeit nur gering sein; manchmal war er sogar sehr zähe und halbfest. Um dagegen Gänge und Lager zu bilden, musste er in sehr flüssigem Zustande hervorbrechen. Alle Eigenthümlichkeiten des Basalt (von denen auch die kaustischen Contactwirkungen nach Gebühr hervorgehoben werden) zeigen, dass sein Ursprung ein gemischter, dass Wärme und Wasser nebeneinander bei seiner Bildung thätig waren. Wahrscheinlich befand er sich in einem Zustand wässerigen Flusses; die Hitze war hoch

genug, um die Entwicklung von Olivin und Augit zuzulassen, reichte aber doch nicht hin, Wasser und flüchtige Stoffe gänzlich auszutreiben.« Die Carbonate scheinen indess doch wohl spätere Neubildungen zu sein, und dass organische Stoffe nicht nur in starker Hitze, sondern selbst in einem geschmolzenen Magma existiren können, zeigt der Obsidian. Auch den Phonolith und Pechstein zählt Delesse zu den hydato-pyrogenen Gesteinen und betrachtet ihre Magmen als gewässerte Trachyte.

Die natürlichen Glasgebilde der trachytischen und basaltischen Gesteine, die Obsidiane, Bimsteine, Perlite, Trachytpechsteine treten mit solchen Eigenschaften versehen und in solcher Weise auf, dass an ihrem eruptiven und zwar pyrogenen Zustand wohl kaum je Zweifel gehegt worden sind. Der Obsidian ist vollkommen identisch mit den rasch erkalteten künstlichen Schmelzmassen, und auf das Vorkommen von organischen Substanzen in den Obsidianen ist schon mehrorts dasjenige Gewicht gelegt worden, welches dieser Thatsache zuzukommen scheint. Perlit und Trachytpechstein sind beide wasserhaltige Gläser; es wird daher die Vorstellung naheliegen, dass ihr pyrogenes Magma wasserhaltig war und unter solchen Umständen rasch erkaltete, dass die Wasserdämpfe am Entweichen verhindert waren. Ueber die Ausbildungsweise der Perlite und Bimsteine wurde früher schon einiges mitgetheilt (vgl. S. 254 u. 246).

Wir können diese Betrachtungen nicht beschliessen, ohne der höchst beachtenswerthen Ansichten über die physikalische Beschaffenheit der Laven zu gedenken, welche Poulett Scrope bereits 1824—25 in seinen Considerations on volcanos dargelegt, und auf welche er neuerdings im Qu. journ of the geol. soc. XII. 1856. 338 abermals die Aufmerksamkeit gelenkt hat: auf dieselben ist bereits früher (S. 363) hingedeutet worden: Die krystallinisch oder steinig erstarrenden Laven sind, obschon sie als weissglühende Massen erumpiren, nicht alle im vollständig geschmolzenen Zustande; ein grosser Theil wenigstens, wenn nicht alle der krystallinischen oder körnigen Partikeln, aus denen sie nach ihrer Festwerdung zusammengesetzt erscheinen, ist bereits starr und ihre gegenseitige Verschiebbarkeit wird durch eine kleine Menge eines Fluidum — aller Wahrscheinlichkeit nach Wasser — herbeigeführt. Die übliche Antwort auf die Frage, warum, wenn nach der gewöhnlichen Ansicht alle Laven im Zustande einer homogenen

Schmelzung sind, sie nicht alle in der Glasform zu Obsidianen und Pechsteinen erstarren, ist die, dass es die langsame Erkaltung sei, wodurch die krystallinisch-körnige Textur hervorgebracht werde. Scrope weist nun darauf hin, dass die oberflächlichen Theile eines Lavastroms keineswegs langsam, sondern vielmehr sehr rasch, sozusagen augenblicklich erstarren, so dass man sie ohne Schaden mit Händen betasten und mit Füssen betreten kann. Weshalb seien diese obersten Schlackenkuchen, weshalb die im flüssigen Zustande ausgeworfenen und vor ihrem Niederfallen in der Luft erstarrten Bomben nicht glasig, sondern zeigen sie dieselbe steinig-krystallinische Beschaffenheit mit oft beträchtlich grossen Krystallen, wie die innersten Theile eines Lavastroms? Warum seien gewisse Lavaströme durchaus steinig, andere, bei denen kein Grund vorliegt, eine andere Erstarrungstemperatur anzunehmen, durchaus glasig? Scrope fügt hinzu, dass die zerbrochenen Feldspathkrystalle mancher Trachyte, die häufige Parallelität der Krystalllängsaxen, das mit der zunehmenden Entfernung vom Ausflusspunkte sich häufig verfeinernde Korn der Lavaströme seinen Ansichten zur Stütze gereichen. Hier mögen nur die Bemerkungen gestattet sein, dass die glasigen Krusten der Ströme und Bomben doch wohl häufiger sind, als Scrope anzunehmen scheint, dass die ausgeschleuderten Lavamassen, wie ihre Gestalt erweist, sehr häufig noch im plastischen Zustande niederfallen, also wohl nicht so sehr rasch erstarren, sowie dass die zerbrochenen oder parallel gelagerten Krystalle nur zu beweisen scheinen, dass sie vor der eigentlichen Grundmasse festgeworden seien. Die physikalische Beschaffenheit der Laven im Augenblicke ihrer Eruption ist im höchsten Grade näherer directer Erforschung werth.

Gemengte krystallinisch-schieferige Gesteine.

Die gemengten krystallinisch-schieferigen Gesteine unterscheiden sich von den gemengten krystallinisch-körnigen, wie schon die Bezeichnung besagt durch ihre schieferige Textur. Wenn auch gewisse der krystallinisch-körnigen Gesteine hier und da eine schieferige Textur entfalten, so ist dies doch immer nur als Ausnahme zu betrachten und keineswegs charakteristisch. Auch erweisen sich die krystallinisch-schieferigen Gesteine in sehr vielen Fällen deutlich geschichtet.

Der mineralischen Zusammensetzung nach stehen sie den krystallinisch-körnigen Gesteinen sehr nahe, indem sie gleichwie diese vorwaltend aus Feldspath, Quarz, Glimmer, auch Hornblende bestehen; namentlich gewinnt in ihnen der Glimmer als das vorzüglichste schiefernde Element eine grosse Bedeutung. In chemischer Rücksicht sind es meist kieselsäurereiche Gesteine, deren Zusammensetzung mit derjenigen der saurern und sauersten Glieder unter den krystallinisch-körnigen verwandt ist.

Die Gesteine, welche sich hier hauptsächlich darbieten sind: Gneiss, Granulit, Glimmerschiefer, Thonglimmerschiefer (Urthonschiefer) mit mehrern Anhängen, Itacolumit. Talkschiefer und Chloritschiefer würden sich mit Rücksicht auf ihr geologisches Vorkommen und ihre ausgebildete Schiefertextur vielleicht zweckmässig hier anschliessen, wegen ihrer mineralischen Zusammensetzung sind sie indessen zu den einfachen Gesteinen gestellt worden.

Bei manchen dieser krystallinisch-schieferigen Gesteine, namentlich den mikrokrystallinischen fällt die Trennung von den mikroklastischen Schiefern sowohl in petrographischer als geologischer Hinsicht schwer, was nicht befremden kann, da in der That zwischen beiden Uebergänge existiren und eine scharfe Abgrenzung

in der Natur nicht stattfindet. Die erstern sind aber durch den Mangel an Petrefacten ausgezeichnet.

In genetischer Rücksicht scheint ein sehr grosser Theil der krystallinischen Schiefer als metamorphische Bildungen betrachtet werden zu müssen.

Gneiss.

Gneuss, Kneiss, der Name aus der sächsischen Bergmannssprache entlehnt. Granite veiné; Granite schisteux.

Der Gneiss besteht wesentlich aus denselben mineralischen Elementen, wie der Granit, aus Feldspath, Quarz und Glimmer, aber in anderer Textur unter einander verbunden. Der Feldspath bildet mit dem Quarz ein körniges Gemenge, welches durch einzelne Flasern und Blätter von Glimmer, die in paralleler Weise vertheilt sind, ein schieferiges Gefüge erhält. Diese parallel gelagerten Glimmerblätter rufen auch eine ausgezeichnete Spaltbarkeit hervor. Auf den Spaltungsflächen gewahrt man nur die Glimmerflasern und das Gestein gleicht dort einem Glimmerschiefer, bei Betrachtung des Querbruchs sieht man indessen, dass der Glimmer keinen so grossen Antheil an der Zusammensetzung besitzt, wie es auf den Spaltungsflächen den Anschein hat, indem seine durch das körnige Feldspath- und Quarzgemenge sich hindurchziehenden Lagen nur dünn sind.

Der feldspathige Bestandtheil des Gneiss ist hauptsächlich Orthoklas, neben ihm hat man aber auch in manchen Gneissen triklinen Feldspath, Oligoklas erkannt, so dass hier vollständig dieselben Verhältnisse obwalten, wie beim Granit; solche Gneisse fand Fischer im Schwarzwald bei Bonndorf, bei Oppenau im Lierbachthal, Blum bei Auerbach und Gadernheim im Odenwald, Jokély im mittlern Böhmen, Erdmann in Schweden, wo sie nach Svanberg zwischen Calmar und Gefle vielverbreitet sind; oligoklasführend sind namentlich die Varietäten Hornblendegneiss und Protogingneiss. Kersten wies in dem Freiberger Gneiss einzelne grosskörnig-krystallinische Concretionen von Oligoklas und selbst von Periklin nach; letzterer mit 67.92 Kieselsäure, 8.01 Natron auf 2.55 Kali, kommt indessen seltener als Gemengtheil, meist in Ausscheidungen vor, von Chlorit begleitet. Nach Jenzsch erscheint in dem sog. rothen Gneiss oder Gneissit neben dem Orthoklas Albit (vgl. dar. unten).

Auch kennt man gneissartige Gesteine, in denen der Feldspath nur Oligoklas ist.

Der Orthoklas, meistens in krystallinischen Körnern erscheinend ist von weisser, grauer, gelblicher, seltener röthlicher Farbe mit deutlichem Perlmutterglanz auf den Spaltungsflächen, der Oligoklas unterscheidet sich durch seine, oft sehr fein ausgebildete Zwillingsstreifung, oft auch durch seine abweichende Farbe oder einen etwas andern fettartigen Glanz. Treten grosse ausgebildete Feldspathkrystalle meist als Zwillinge aus dem Gneissgemenge hervor, so entsteht ein porphyrartiger Gneiss (so an der Norwick-Bay auf der Shetlandsinsel Unst, in Böhmen zwischen Töpel und Theising); haben die Feldspathkrystalle eine längliche Gestalt, so liegen sie wohl nach dieser Richtung parallel, wie in den Gneissen, welche Fr. Hoffmann an der Punta da Figurella in Sicilien sah. Wenn die Feldspathkrystalle einen etwas abgerundeten, linsenförmigen Umriss besitzen, so schmiegt sich die Schieferung der Glimmerblättchen wellig um dieselben herum, und da der Querbruch des Gesteins alsdann augenförmige Gestalten darbietet, hat man solche Gneisse Augengneisse genannt (ausgezeichnet am Rockelmann bei Schwarzenberg im Erzgebirge, bei Redwitz im Fichtelgebirge, nach Kittel in der Umgegend von Aschaffenburg, nach L. v. Buch und Naumann am Snöhättan auf dem Dovrefjeld in Norwegen, nach Hausmann bei Jönköping in Schweden. Bisweilen sind es Aggregate von vielen Feldspathindividuen, welche zu förmlichen Knollen anschwellen (Knollengneiss Jokélys, Jahrb. d. geol. R. anst. 1857. 521). Ausscheidungen von Quarz und Feldspath im Gneiss von Csód in Siebenbürgen haben nach Stache oft die Grösse eines Taubeneies.

Der Quarz bildet Körner oder kleine linsenförmige Scheibchen von lichtgrauer oder weisser Farbe, Fett- oder Glasglanz und ist mit dem Feldspath zu einem unregelmässig körnigen Gemenge verwachsen.

Der Glimmer ist meistens Kaliglimmer, bisweilen aber auch Magnesiaglimmer; nicht selten (z. B. am Heidelberg unfern Habelschwerd in der Grafschaft Glatz) finden sich beide Glimmer, wie in den Graniten nebeneinander. Die Farbe ist demgemäss sehr wechselnd, silberweiss, grau, dunkelgrün, braun, schwarz; die Art und Weise, wie die Glimmerblättchen unter einander verwebt, und

wie sie in dem Feldspath- und Quarzgemenge vertheilt sind, hat manche Benennungen hervorgerufen, deren später gedacht wird.

Noch sind zwei Mineralien zu erwähnen, welche in manchen Gneissen eine wichtige Rolle spielen, und während sie hier und da den Charakter eines zufälligen Gemengtheils tragen, in andern Gneissen eine solche Verbreitung und Constanz gewinnen, dass sie den Glimmer zum grössten Theil oder gänzlich aus dem Gemenge verdrängen; es ist dies Hornblende und Chlorit oder Talk. Je nachdem der Gneiss überhaupt durch Glimmer, Hornblende oder Talk charakterisirt ist, kann man mit Naumann (Lehrb. d. Geognosie I. 546) als Hauptgruppen gneissartiger Gesteine folgende drei unterschieden:

Glimmergneiss, gewöhnlicher Gneiss,
Hornblendegneiss,
Protogingneiss (Talkgneiss).

Der Gneiss ist reich an accessorischen Gemengtheilen. Man kennt darin:

Granat, häufiger als im Granit, spärlicher als im Glimmerschiefer, meist rother und brauner Eisenthongranat, in krystallinischen Körnern oder Krystallen (das Granatoeder allein, oder in Combination mit dem Leucitoeder); Wittichen im Schwarzwald, Erlenheim und Gadernbach im Odenwald, Nollendorf im Erzgebirge, Budweiser Kreis im südlichen Böhmen (nach v. Hochstetter); St. Gotthardt. Namentlich in glimmerreichen Gneissen sollen die Granaten häufig sein, seltener im feldspathreichen Gneiss. Turmalin in Säulen und langen dünnen Nadeln, manchmal büschelweise zusammengruppirt, in manchen Gneissen, z. B. den sächsischen, am Schlossberg bei Bilin und am Galgenberg bei Kommotau in Böhmen, im tyroler Zillerthal; Pelham in Massachusetts. Strahlstein am Greiner in Tyrol, Zumloch im Canton Wallis. Epidot, sehr häufig, vorzugsweise in den hornblendereichen Gneissen, wahrscheinlich ein Zersetzungsproduct der Hornblende; Schottland, Norwegen, Fichtelgebirge u. s. w. Cordierit in blauen Körnern, namentlich in den Gneissen, welche in dem Gebiete der sächsischen Granulitbildung auftreten; auch bei Bodenmais im bayerischen Walde, bei Cham in der Oberpfalz nach Gümbel, am Ochsenkopf bei Kupferberg in Schlesien nach Websky. Spinell, Saphir, Zirkon sind nach Davy auf der Insel Ceylon ursprünglich im Gneiss ein-

gewachsen. Cyanit, Reuthberg bei Döhlau im Fichtelgebirge, Ashford in Connecticut. Apatit, Rosskopf bei Freiburg in Baden, Klein-Gumpen im Odenwald, Sturbridge in Massachusetts, Sunggangarsuk in Grönland. Staurolith bei Landaff in Nordamerica nach Shepard. Andalusit bei Langhennersdorf, Reifersdorf in Sachsen, Lämmerwinkel in Bayern. Beryll am Rathhausberg im Salzburgischen, Sätersberg in Norwegen. Zirkon, Pickerhalt und Kupplerbrunn in Illyrien, Warwick und Edenville in New-York. Titanit. Rutil. Molybdänglanz, Bornholm, Tammhausen in Schlesien, Brieg im Canton Wallis, mehrorts in Maine, Massachusetts und Connecticut. Eisenkies und Magneteisen. Graphit, welcher bisweilen anstatt des Glimmers einzutreten pflegt und diesen sogar ganz verdrängt; Passau in Bayern, Krumau in Böhmen, Markirchen, Fraize und Wisembach in den Vogesen, Tunaberg in Schweden.

Durch das häufige Auftreten einiger dieser accessorischen Gemengtheile werden gewisse, später zu erwähnende Mengungsvarietäten von Gneiss hervorgebracht.

Mit Rücksicht auf die Gesteinstextur hat man verschiedene Gneissvarietäten unterschieden. Zumal der Glimmer ist es, welcher durch die verschiedene Form und Zusammengruppirung seiner dünnen Blättchen zur Aufstellung mancher Abarten Anlass gegeben hat. Auch ist dabei die relative Menge des Glimmers nicht ohne Einfluss, indem mit dieser die grössere oder geringere Absonderung der einzelnen Feldspath-Quarzlagen in Zusammenhang steht.

Folgende Texturabarten sind namentlich aufzuführen:

1) Gewöhnlicher Gneiss (Freiberger Normalgneiss v. Cotta, körnig schuppiger Gneiss Naumann). Die Glimmerindividuen bilden einzelne, unzusammenhängende, schuppige Lamellen, welche einander parallel, aber zerstreut in dem körnigen Gemenge von Feldspath und Quarz umherliegen und oft ziemliche Grösse erreichen.

2) Körnig-flaseriger Gneiss (Naumann). Innerhalb der sehr vorherrschenden körnigen Feldspath-Quarzmasse sind sparsame, parallel liegende, zarte Flasern von Glimmer eingestreut, welche langgestreckt sind, und sich seitlich nicht berühren. Sind die Glimmerflasern zudem noch klein, so fällt die Paralleltextur und Spaltbarkeit oft nur sehr unvollkommen aus, und solche Gneisse nähern sich alsdann den Graniten, weshalb man sie auch mit dem Namen Granitgneiss bezeichnet hat. Auf dem Querbruch des

Gesteins treten die Glimmerflasern nur einzeln hervor. (Sageritz bei Grossenhain, Boxdorf bei Moritzburg, Brambach im Voigtland, Höfles bei Eger nach v. Cotta.)

3) Flaseriger Gneiss (Naumann). Bisweilen sind die Glimmerindividuen in grosser Anzahl vertreten und zu ausgebreiteten Flasern verwebt, welche meist langgezogen sind und mehr oder weniger unter einander zusammenhängen. Diese Glimmerflasern sind häufig wellenförmig gebogen, und indem die Wellen zu gegenseitiger Berührung gelangen, werden dadurch die dünnen Lagen des Feldspath-Quarzgemenges in linsenförmige oder lanzettförmige Partieen abgetrennt. Zumal auf dem Querbruch des Gesteins sieht man deutlich, wie die Glimmerflasern sich durch das Körnergemenge auf- und abschmiegen, in Form zarter, schwarzer, hin- und hergewundener Linien, während man auf den Spaltungsflächen alsdann meist nur die wellenförmigen Glimmerlagen gewahrt. Nach der Grösse der eingeschlossenen linsenförmigen Partieen des körnigen Gemenges kann man grobflaserigen und feinflaserigen, nach der Dicke derselben dickflaserigen und dünnflaserigen Gneiss unterscheiden. Knotigflaserig nennt man das Gestein, wenn unter diesen Verhältnissen in seiner Masse einzelne grössere Feldspathkrystalle porphyrartig ausgeschieden sind.

4) Stengeliger Gneiss, Stengelgneiss oder Holzgneiss. Bei dieser Gneissvarietät sind die Gemengtheile, vor allen der Glimmer, nach einer Richtung stark in die Länge gezogen, wodurch ein eigenthümlicher linearer Parallelismus entsteht; die langen bandartigen Glimmerstreifen schmiegen sich mit ihren Seitenrändern um die stengelförmigen oder wulstförmigen Partieen der Feldspath-Quarzmasse, so dass diese von einer Glimmerlage allseitig umhüllt erscheinen. Natürlich können die auf solche Weise durch das Gestein vertheilten Glimmerflasern nicht unter einander parallel sein, und im Querbruch zeigt daher ein solches Gestein kreisförmige, ellipsoidische, verdrückt rundliche, trapezoidale Figuren von Durchschnitten der Glimmerflasern. Bei sehr vollkommener stengeliger Ausbildung geht die ebene Paralleltextur des Gneiss gänzlich verloren und es entsteht eine asbestartig-stengelige Textur. Solche Stengelgneisse kommen vor bei Weissenborn und Weigmannsdorf unfern Freiberg, bei Lippersdorf und Lengefeld ebenfalls in Sachsen, bei Sonnenberg in Böhmen.

5) Schieferiger Gneiss, Schiefergneiss. Der Glimmer erscheint bisweilen in grossen ununterbrochenen Häuten, oder es sind viele Schuppen zu solchen stetig fortsetzenden Membranen verwebt, welche alsdann derart parallel angeordnet sind, dass sie die einzelnen dickern oder dünnern Lagen der körnigen Feldspath-Quarzmasse von einander trennen. Auf dem Hauptbruch des Gesteins sieht man nichts als die Glimmerhäute, so dass dasselbe hier vollkommen dem Glimmerschiefer gleicht; erst im Querbruch tritt das feinkörnige Gemenge von Quarz und Feldspath in dünnne Lagen hervor. Von dem flaserigen Gneiss unterscheidet sich dieser schieferige auf dem Hauptbruch dadurch, dass er nicht wie jener etwas wellig, sondern ebenflächig-schieferig ausgebildet ist.

6) Lagengneiss (körnig-streifiger Gneiss). Die Paralleltextur bei dieser Gneissvarietät beruht nicht sowohl in der parallelen Anordnung der Glimmerlamellen, als in der stetigen Aufeinanderfolge verschiedener Lagen oder Bänder, von denen die abwechselnden durch Mangel oder Armuth oder Reichthum an Glimmerblättchen ausgezeichnet sind, welche nicht immer in Parallelismus vertheilt erscheinen. Auf dem Querbruch dieser Gesteine, welche meist grobkörnig sind, sieht man dann alternirende Zonen, die sich durch ihren Glimmergehalt auffallend von einander unterscheiden. Die Textur der einzelnen Lagen gewinnt oft ein ganz granitähnliches Ansehen und erst die streifenweise Anordnung überhaupt ist es, wodurch derlei Gesteine sich den Gneissen anschliessen.

7) Schliesslich reihen wir noch eine Gesteinsvarietät an, welche mehr geologisch als petrographisch mit den Gneissen zusammenhängt, die sogenannten Cornubianite. Es sind bald mehr bald weniger deutlich geschichtete Gesteine, die ebenfalls aus Glimmer, Feldspath und etwas Quarz bestehen, welche Mineralien, meist nur in kleinen Körnern und Blättchen ausgebildet, ein verworrenes, schuppiges Gewebe bilden, so dass die Parallelstructur in der Regel nur noch an einer lagenweisen Abwechselung der Farbe und des Kornes zu erkennen ist. Die Verbindung der Gesteinselemente ist eine sehr innige, die Gesteine sind gewöhnlich sehr hart und fest. Die Farben sind meist düster, schmutzig grünlich, -gelblich oder röthlichgrau und wechseln manchmal in Streifen mit einander ab, auch enthält das Gestein wohl schwärzlichgrüne oder dunkelbraune, an den Rändern verwaschene Flecken von sehr

feinkörniger Zusammensetzung. Die Heimath dieser Gesteine ist das Schiefergebirge, da wo es an Granit angrenzt, so dass sie wohl als metamorphische Contactbildungen anzusehen sind, welche auch nach aussen hin allmählich in Fleckschiefer übergehen. Es ist nicht zu läugnen, dass sie etwas Schwankendes und Unbestimmtes in ihrem Habitus besitzen. Sie finden sich ein in der Nähe der Granite Cornwalls, des sächsischen Erzgebirges, der Alpen; auch im Schwarzwald an der Wagensteig bei Freiburg, bei Gütenburg, am Schluchsee kommen sie vor. Boase beschrieb die cornischen theils unter der Bezeichnung Proteolit, theils unter der von dem lateinischen Namen seines Landes abgeleiteten Bezeichnung Cornubianit, welche auch Naumann adoptirt hat (Geognosie I. 548). Saussure und Fournet begriffen die alpinen Vorkommnisse dieser Gesteine z. Th. unter der Benennung Palaiopètre.

Von denjenigen Gneissvarietäten, welche durch die eintretenden oder sich austauschenden Gemengtheile hervorgebracht werden, sind die wichtigsten:

1) Glimmergneiss, der eigentliche Gneiss, bei weitem die verbreitetste Varietät, aus Feldspath, Glimmer und Quarz zusammengesetzt; weil dieselben Mineralien auch den Granit bilden, hat man diese Varietät auch Granitgneiss genannt. v. Cotta bezeichnet speciell als Glimmergneiss einen sehr glimmerreichen Gneiss.

2) Hornblendegneiss, entsteht dadurch, dass die Hornblende gänzlich oder zum Theil an die Stelle des Glimmers tritt. Indem solche Gesteine sich zu den Syenitgraniten oder quarzhaltigen Syeniten verhalten, wie die Glimmergneisse zu den Graniten, kann man sie auch wohl passend Syenitgneisse benennen. Die Hornblendegneisse sind meistens ziemlich grobkörnig ausgebildet, besitzen aber durchgehends keine so weitgehende Paralleltextur, wie sie den Glimmergneissen eigen ist. Wegen der Verdrängung des Glimmers durch die Hornblende sind schieferige und flaserige Varietäten nicht oft zur Ausbildung gelangt, sondern meist nur solche mit körnig-streifiger (Lagenhornblendegneiss) und körnig-flaseriger Textur. Der Hornblendegneiss steht einerseits mit Syenit, andererseits mit Hornblendeschiefern in Verbindung. Mit Hornblendeschiefer und Glimmergneiss bildet er oft sich wiederholende Wechsellagerungen, tritt aber auch als selbständige Ablagerung auf. Gewisse Hornblendegneisse sind verhältnissmässig reich an Oligoklas und nähern sich so den

Dioriten. Man kennt Hornblendegneisse aus den Salzburger Alpen und Oberösterreich, welche Credner und Peters beschrieben; nach Peters enthält der Hornblendegneiss des nordwestlichen Theiles von Oberösterreich neben seinen bohnengrossen Orthoklasen vollkommen frische, bis drei Linien grosse Krystalle eines klinoklastischen Feldspaths. Kittel fand sie bei Aschaffenburg, Dufrénoy im Limousin in Frankreich, Macculloch führt von den schottischen Inseln Tirey und Coll Gneisse auf, welche durch grossen Hornblendegehalt ausgezeichnet sind. In beträchtlicher Verbreitung, meist in inniger Verbindung mit Glimmergneiss und Hornblendeschiefer erscheint diese Gneissvarietät in Skandinavien, z. B. in den schwedischen Provinzen Westmanland (nach Hausmann), Dalarne, Södermanland, Roslagen (nach Erdmann), in den norwegischen Gneissdistricten (nach Leopold v. Buch, Keilhau, Naumann, Scheerer), in Finnland (nach v. Engelhard), sowie in Nordamerica.

3) Protogingneiss. Einige Gneisse stehen in naher Beziehung zu jener eigenthümlichen Granitvarietät, welche man als Protogin (Bd. I. 490) bezeichnet; es sind die schieferigen und flaserigen Uebergänge dieser Protogine, welche als Protogingneiss aufgeführt werden und welche ausser dem Glimmer noch ein talkähnliches Mineral enthalten, auch sonst hier und da einen etwas abweichenden Habitus besitzen. Neben dem weisslichen und fleischfarbigen Orthoklas mit meist glänzenden Spaltungsflächen fehlt gewöhnlich der grünlichweisse Oligoklas nicht, der durch seine matt schimmernden Flächen sich auszeichnet. Der dunkelgrüne Glimmer ist meist nur in geringer Menge vorhanden, daher die Paralleltextur der Gesteine oft nur wenig vollkommen erscheint; seine dünnen Blättchen sind zu Flasern verwebt, welche deutliche Streckung zeigen, der Quarz ist in der Regel nicht in einzelnen Körnern vorhanden, sondern bildet krystallinisch-feinkörnige Aggregate zwischen den Feldspathkrystallen, die Talkschüppchen weisen aber gewöhnlich eine ziemlich parallel geordnete Lage auf. Die Protogingneisse der Alpen, deren Kenntniss namentlich Delesse sehr wesentlich gefördert hat, finden sich hauptsächlich an den grossen Centralstöcken, welche die Merkwürdigkeit zeigen, dass sie in der Mitte aus Protogingranit bestehen, welcher in der Richtung nach der Peripherie ganz allmählich in Protogingneiss übergeht, der selbst nach aussen zu in Protoginschiefer verläuft. So namentlich in der Umgegend

des St. Gotthardt, der Grimsel, des Montblanc. L. v. Buch (Mineral. Taschenbuch 1824. 393) hat die Verhältnisse dieser Gesteine zuerst genauer erforscht, später hat Studer zahlreiche Beobachtungen über dieselben mitgetheilt. Chlorit- und talkhaltige Gneisse aus dem Maderaner Thal im Quellgebiete des Rheins nennt vom Rath Chloritgneiss (Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. XIV. 1862. 393). v. Cotta erwähnt ein Protogingneiss-ähnliches Gestein vom Goldberg bei Berneck im Fichtelgebirge, Erdmann führt an, dass der Protogingneiss auch hier und da in Schweden in ziemlicher Ausdehnung sich entwickelt hat (Vägledning till Bergarternas Kännedom 127).

4) Oligoklasgneiss kann man den Gneiss nennen, der anstatt des Orthoklas Oligoklas enthält; aus solchem Oligoklasgneiss besteht z. B. nach v. Hochstetter der Adamspik, die höchste Spitze der Insel Ceylon; auch im Schwarzwald bei Todtmoos und bei Gropbach im Münsterthal treten Gneisse auf, in denen der feldspathige Bestandtheil nur Oligoklas ist. Es sind dies gewissermaassen Dioritgneisse.

5) Als Adulargneiss bezeichnet v. Cotta einen Gneiss, welcher Adular an der Stelle des gewöhnlichen Orthoklas enthält und in den Alpen, z. B. am St. Gotthardt sehr verbreitet ist.

6) Graphitgneiss ist diejenige Gneissvarietät, in welcher Graphit in solcher Menge eintritt, dass er den Glimmer ganz oder zum Theil ersetzt. Fundpunkte solcher Gesteine wurden oben angeführt. Dieser Graphit ist wohl für eine Pseudomorphose nach Glimmer erklärt worden, wogegen sich Gümbel, wie es scheint mit Recht ausspricht. Erdmann unterscheidet auch in Schweden Graphitgneiss und ausserdem sehr granatreiche und magneteisenreiche Gneisse als

7) Granatgneiss (auch an der Rauris im Salzburgischen),

8) Magnetitgneiss (z. B. bei Ummeberg, in der Umgegend des Wettern-Sees).

9) Cordieritgneiss (Dichroitgneiss), namentlich im Gebiete der sächsischen Granulitformation (um Luntzenau und Rochsburg, um Schönborn im Zschopauthal, zwischen Stein und Wilhelminenberg im Chemnitzthal, meist ein sehr dunkler undeutlich grobflaseriger Gneiss, aus viel Feldspath, grauem Quarz, wenig schwarzem Glimmer und blauem Cordierit bestehend. Er ist hier ohne Zweifel ein

Umwandlungsproduct des Glimmerschiefers (vgl. Granulit), und gerade die Cordieritpartieen sollen zum Theil aus der Metamorphose des Glimmers hervorgegangen sein. Auch im Bayerischen Waldgebirge mehrorts. Websky fand Cordieritgneiss am Ochsenkopf bei Kupferberg und am Schwarzen Berge bei Schreiberhau in Schlesien; am erstern Punkte, wo er zwischen Glimmerschiefer und Granit lagert, besteht er aus lichtgelbbraunen, linsenförmigen Partieen von grobkörnigem Quarz, schwarzem Glimmer, graugrünlichweissem Feldspath, Cordierit und fein eingesprengtem Magnetkies.

10) Eisenglimmergneiss, einen Gneiss, welcher anstatt des Glimmers Eisenglimmer enthält, erwähnt v. Cotta aus dem südlichen Fichtelgebirge.

11) Albitgneiss (Rosthorn) aus Kärnthen, mit mattem Albit, ist vielleicht Oligoklasgneiss.

In manchen Gneissdistricten, namentlich zuerst in dem sächsischen (H. Müller 1850) hat man einen, wie es scheint, tiefeingreifenden Unterschied gemacht zwischen dem sog. grauen und rothen Gneiss, zwei Varietäten, welche geologisch und petrographisch ziemlich von einander abweichen wenn auch in der Färbung nicht immer eine völlige Constanz obwaltet. Beide Abarten unterscheiden sich nach Müller und Scheerer in mineralogischer Hinsicht dadurch, dass

der graue Gneiss in der Regel viel weissen oder grauen Feldspath (in den verwitterten Varietäten bisweilen auch röthlich gefärbt) und dunklen Glimmer,

der rothe Gneiss in der Regel nur wenig weissen oder lichtgelblichen Glimmer und röthlichweissen bis dunkel fleischrothen Feldspath in grosser Menge enthält.

Nach Scheerer, der im Verein mit Richter und Rube eine grössere Anzahl von Feldspathen aus erzgebirgischen Gneissen untersuchte, ist im grauen Gneiss vorzugsweise der gewöhnliche Orthoklas heimisch, untergeordnet kommen darin auch natronhaltige bis natronreiche klinoklastische Feldspathe vor, welche in gewissen Varietäten (z. B. dem Drehfelder grauen Gneiss) zu grösserer Bedeutung gelangen. Die aus dem rothen Gneiss untersuchten Feldspathe ergaben sich indessen alle als (z. Thl. natronhaltige) Orthoklase: klinoklastische Feldspathe wurden von ihm darin nicht nachgewiesen. Jenzsch hat neuerdings die feldspathigen Gemengtheile

der sächsischen Gneisse einer Untersuchung unterzogen, und zwar z. Th. gerade in denjenigen Stücken, an welchen Scheerer seine chemischen Analysen anstellte; nach ihm enthalten beide Gneissabarten orthoklastischen und klinoklastischen Feldspath. Der rothe Gneiss (Gneissit) sei darnach als ein Orthoklas-Albitgneiss anzusehen. So fand er in einem normalen rothen Gneiss aus einem Steinbruch in der Nähe der Tharandter Eisenbahn weissen Orthoklas (spec. Gew. 2.54) und fleischrothen Albit (spec. Gew. 2.60); in rothem Gneiss von Kleinschirma rothen Orthoklas (spec. Gew. 2.57) und weissen Albit (spec. Gew. 2.62), im Augengneiss vom Dürrenberge südlich von Grundau weissen glänzenden Orthoklas (spec. Gew. 2.55) und trüben fleischrothen, etwas verwitterten Albit (spec. Gew. 2.585), im rothen Gneiss vom rechten Muldengehänge bei Hilbersdorf oberhalb des Glückstollens weissen Orthoklas (spec. Gew. 2.54) und matten ganz blass fleischrothen Albit (spec. Gew. 2.59). Der rothe Feldspath in diesen Gneissen, der ihnen ihre Bezeichnung verliehen hat, sei daher bald (meist) Albit, bald Orthoklas. Der jüngere graue Gneiss enthalte dagegen neben dem Orthoklas als klinoklastischen Feldspath Oligoklas (z. B. der Müdisdorfer, Reifländer, Drehfelder Gneiss), was sich aus der Bestimmung des spec. Gewichts 2.63 — 2.65 ergeben soll. Gegen diese Bestimmungen der Natur des klinoklastischen Feldspaths auf Grund des spec. Gewichts lassen sich jedoch manche Bedenken erheben, da die Differenzen allzugering sind. Jenzsch bestimmt sogar in dem rothen Gneiss vom Galgenberg bei Oederan den fleischrothen ockergelben Feldspath mit 2.63 als Albit, in dem grauen Drehfelder Gneiss (vom 5. Lichtloch des Rothschönberger-Stollens) den fleischrothen Feldspath von ebenfalls 2.63 spec. Gew. als Oligoklas (vgl. auch Roth, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVII. 1865. 14).

Im grauen Gneiss sollen meist die Glimmerblättchen wellig gebogen sein, während im rothen Gneiss der Glimmer ebene Blättchen bildet. Scheerer, Rube und Keibel haben auch eine grössere Anzahl von Glimmern aus erzgebirgischem grauem und rothem Gneiss der chemischen Untersuchung unterworfen (in der Abhandlung von Scheerer, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 55). Scheerer kommt zu dem Schluss, dass eine bestimmte Relation zwischen der Silicirungsstufe der Gneisse und derjenigen der zugehörigen Glimmer obwalte: der atomistische Kieselsäuregehalt des Glimmers ist gleich dem

dritten Theile vom atomistischen Kieselsäuregehalt des ganzen Gneiss. Der Glimmer im grauen Gneiss ist magnesia- und alkalihaltig, titansäurehaltig (bis über 3 pct.), wasserhaltig (bis über 4 pct.) und wie erwähnt von dunkelbraunschwarzer Farbe; sehr untergeordnet ist darin ein weisser feinschuppiger Glimmer; im rothen Gneiss ist der Glimmer kali- und magnesiahaltig, nicht oder doch nur sehr wenig titansäurehaltig, wasserhaltig bis gegen 5 pct. und von lichtgraulicher oder -grünlicher Farbe, in Schüppchen fast silberweiss erscheinend.

Der graue Gneiss enthält in seinen normalsten Varietäten durchschnittlich 66 pct. Kieselsäure, der normale rothe durchschnittlich 75 — 76 pct. Kieselsäure, also ungefähr 10 pct. mehr; der erstere ist ein neutrales, der letztere ein saures Silicat, die chemische Constitution beider vermochte Scheerer gleichwie bei einer Mineralspecies durch eine einfache chemische Formel auszudrücken: näheres über chemische Verhältnisse folgt unten. Wichtiger noch als dieser scheint der geologische Unterschied: in geologischer Rücksicht spielt der rothe Gneiss dem grauen gegenüber oft die Rolle eines jüngern Eruptivgesteins. An einigen Punkten greift nach Müller der rothe Gneiss von seiner Hauptmasse aus als ein gangartiger Arm weit in den grauen Gneiss hinein, wie z. B. bei Wiesenbad und Cranzahl; an andern erscheint er als abgeschlossene grössere oder kleinere stockförmige Massen mitten im grauen Gneiss oder auch im benachbarten Glimmerschiefer; so gehören die sämmtlichen stockförmigen Gneissmassen, welche in der Umgegend von Oberwiesenthal, Joachimsthal, Kupferberg und Klösterle im Glimmerschiefer hervortreten, dem rothen Gneiss an. Letzterer durchsetzt in deutlichen Gängen den grauen Gneiss, so z. B. bei Hilgers Vorwerk eine halbe Stunde südlich von Freiberg, wo ein durchschnittlich 1 Fuss mächtiger vollkommen scharf begrenzter Gang von ganz frischem Gneiss, aus vorherrschendem röthlichem Feldspath, silberweissen Glimmerblättchen und Quarz bestehend den freiberger grauen Gneiss durchschneidet (v. Cotta in Neues Jahrb. f. Min. 1844. 681); ferner schliesst der rothe Gneiss Bruchstücke des grauen ein, z. B. am Westabhange der Hermannshöhe zwischen Königswalde und Mildenau im Erzgebirge. Der rothe Gneiss wird deshalb von Einigen als eine schieferige Varietät des Granit, als ein von dem grauen Gneiss gänzlich abzu-

trennendes Gestein betrachtet; v. Cotta schlägt für ihn den Namen Gneissit vor.

Nur in dem Gebiet des grauen Gneiss setzen im sächsischen Erzgebirge die reichen Silbererzgänge auf, im rothen Gneiss finden sich lediglich Eisen- und Manganerzgänge.

Nach Jokély's sehr ausführlichen Beschreibungen kann man auch im böhmischen Erzgebirge im Saatzer Kreis dieselbe petrographische und geologische Unterscheidung zwischen rothem und grauem Gneiss durchführen, wo gleichfalls nur im grauen Gneiss Erzgänge aufsetzen. Lipold trennt ebenso im nordwestlichen Mähren rothen und grauen Gneiss und dieselbe Sonderung in zwei Hauptgruppen lässt sich nach Erdmann auch für den Gneiss des Kirchspiels Tunaberg in Södermanland vornehmen, wo im südlichen und südwestlichen Theile der graue, im nördlichen und nordwestlichen Theile der rothe Gneiss vorwaltend auftritt.

Von den Gneissen sind fast nur Glimmergneisse oder gewöhnliche Gneisse (noch nicht Hornblendegneisse) einer chemischen Analyse unterworfen worden und unter diesen namentlich diejenigen des sächsischen Erzgebirges, um deren Untersuchung sich besonders Scheerer, Rube, Richter und Quincke verdient gemacht haben.

I. Grobflaseriger Gneiss von Norberg in Schweden mit rothem Orthoklas, etwas lichtgrauem Oligoklas, Quarz und grauschwarzem Glimmer. Schönfeld und Roscoe, Ann. d. Chem. u. Pharm. XCI. 1854. 306.

II. Rother Gneiss zwischen Leubsdorf und Eppendorf, südl. von Oederan, granitähnliches, feinkörniges Gemenge von rothem Feldspath, Quarz und grauem Glimmer. Quincke, Ann. d. Chem. u. Pharm. XCIX. 1856. 239.

III. Rother Gneiss, 313 Lachter nordöstlich vom Michaelis-Stollenmundloch, wenig theils lichter, theils dunkler Glimmer, fleischrother Orthoklas; stock- bis gangförmig im grauen Gneiss. Rube, Freiberger Jahrb. f. d. Berg- und Hüttenmann 1861. 260.

IV. Grauer Freiberger Normalgneiss aus dem Kleinschirmaer Wald. Richter, ebendas. 1858. 221. Durchschnittsanalyse von 20 Pfund Gestein.

V. Grauer Normalgneiss aus dem Klemm'schen Steinbruch bei Kleinwaltersdorf. Rube, ebendas. 1861. 253.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure . .	74.51	75.91	74.87	66.42	65.06
Thonerde . . .	13.05	14.11	13.00	14.76	15.11
Eisenoxyd . . .	—	—	—	—	2.80
Eisenoxydul . .	3.85	2.03	2.27	7.50	4.31
Manganoxydul .	—	—	0.25	—	Spur
Kalk	3.26	1.14	1.13	2.20	3.50
Magnesia . . .	0.48	0.40	0.17	1.80	1.30
Kali	2.31	4.16	3.29	3.52	4.91
Natron	3.64	1.77	2.55	1.75	1.11
Wasser	—	1.16	0.82	1.85	1.06
	101.10	100.68	98.35	99.80	99.16

III enthält noch Spur von Kupfer und 1.12 Titansäure, V 1.11 Titansäure.

Der rothe Gneiss nähert sich in seiner Zusammensetzung einem quarzreichen Granit. Scheerer berechnet aus mehrern Analysen das mittlere Sauerstoffverhältniss zu 1 : 3 : 18, mit dem Sauerstoffquotienten 0.222. (1 : 3.5 : 20 nach Roth). Der im Verhältniss zum Kali nicht unbeträchtliche Natrongehalt deutet auf die Gegenwart eines natronhaltigen Minerals. Der graue Normalgneiss hat einen durchschnittlich um 10 pct. niedrigern Kieselsäuregehalt; Roth macht mit Recht darauf aufmerksam, dass der graue Gneiss mit seinem geringern Kieselsäuregehalt, auch grössern Kalkgehalt, jenen Graniten sehr ähnlich ist, welche Haughton als Sodagranite (Bd. I. 486) bezeichnet, wenn auch das eigentlich für diese charakteristische Vorwalten des Natron über das Kali in den grauen Gneissen nicht hervortritt. Als mittleres Sauerstoffverhältniss für den grauen Gneiss findet Scheerer 1 : 2 : 9, mit dem Sauerstoffquotienten 0.333, (1 : 2¼ : 9¾ nach Roth).

Scheerer versuchte die Gewichtsmengen der einzelnen Mineralien zu berechnen und fand, indem er das Wasser als polymer-isomorph den Monoxyden zuzählt,
im rothen Gneiss: 60 Orthoklas, 30 Quarz, 10 Glimmer
im grauen Gneiss: 45 Orthoklas, 25 Quarz, 30 Glimmer.

Da die specifischen Gewichte des Quarz und Feldspaths nur sehr wenig differiren, und das spec. Gewicht des Glimmers nur etwas grösser ist, so sind die Gewichtsprocente und Volumprocente fast identisch. Man kann also behaupten, dass der normale graue

Gneis durchschnittlich ungefähr dreimal so viel Glimmer enthält, als der normale rothe Gneiss. Durch den Nachweis der klinoklastischen Feldspathe brauchen diese Verhältnisse keine wesentliche Aenderung zu erleiden. Roth berechnete für den grauen Gneiss ungefähr 56 Orthoklas, 19 Quarz und 25 Glimmer.

Dass indessen rother und grauer, saurer und neutraler Gneiss keine chemisch so sehr von einander getrennten Gemische seien, zwischen denen eine grosse durch keine Analyse ausgefüllte Lücke läge, dies hat sich neuerdings durch die Untersuchungen Scheerers herausgestellt; während es früher den Anschein hatte, als ob im sächsischen Erzgebirge nur zweierlei scharf gegen einander abgegrenzte und constant constituirte Gneissgemische vorkämen, haben sich zwischen dieses relativ saure und basische Endglied mittlere Varietäten eingeschoben, welche Scheerer als **Mittelgneiss** bezeichnet. Derart ist z. B. ein sehr feinkörniger Gneiss vom Michaelis-Erbstollen am rechten Muldeufer (I), einer zwischen Seiffen und Heidelberg (II), und ein langstengeliger Gneiss zwischen Reifland und Lippersdorf im Erzgebirge (III), welche 68—70 pct. Kieselsäure enthalten, also die Verbindung zwischen beiden Extremen anbahnen. H. Müller nennt diese Mittelgneisse **amphotere graue Gneisse**.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . .	68.89	70.20	69.70
Titansäure . . .	0.52	0.72	0.45
Thonerde . . .	12.74	14.04	13.25
Eisenoxydul . .	6.74	6.84	7.15
Manganoxydul .	Spur	—	0.40
Kalk.	2.61	2.03	2.24
Magnesia . . .	2.44	0.80	0.68
Kali	2.23	2.98	4.01
Natron	2.00	0.91	1.30
Wasser	1.36	1.67	1.10
	99.53	100.19	100.28

Wie es nicht zweifelhaft ist, werden fortgesetzte Untersuchungen zu der Ueberzeugung führen, dass, als der oben erwähnte chemische Unterschied aufgestellt wurde, zufällig nur extreme Gneissvarietäten analysirt vorlagen und dass zwischen dem basischsten und dem sauersten Glied alle möglichen Mittelglieder vertreten sein können und vertreten sein werden; jetzt schon sind die Verschie-

denheiten zwischen der kieselsäurereichsten und kieselsäureärmsten Analyse für die drei Gneisse, den rothen, mittlern und grauen grösser, als die Lücken, welche zwischen diesen dreien noch unausgefüllt sind. Dennoch darf man nicht verkennen, dass es jenen Forschungen wesentlich zu danken ist, dass die geotektonische Trennung zwischen einem wahrscheinlich metamorphischen (grauen) und einem granitartigen (rothen) Gneiss durchgeführt wurde.

Wenn sich auch von rothem Gneiss basischere und von grauem Gneiss saurere Varietäten finden, so liegt das in der Natur der Sache und der im äussern Habitus und in dem geologischen Vorkommen begründete Unterschied bleibt dadurch unangefochten.

Den Umstand, dass in der That nur in dem grauen Gneiss verschiedener Länder Erzgänge aufsetzen, leitet Scheerer aus dem Vorhandensein einer verhältnissmässig grossen Quantität des Glimmers in dem Gesteine und den chemischen Eigenschaften desselben ab. Er stellt sich vor, die Hauptmasse der Gangausfüllungen sei durch Absatz aus heissen Mineralwassern, die mit Kohlensäure und (zur Erklärung des Absatzes von Schwefelmetallen und Schwefelsalzen) mit Schwefelwasserstoff beladen gewesen, erfolgt. Die Kohlensäure habe den Glimmer des grauen Gneiss zersetzt und in Folge dessen die als Bicarbonate gelöst gewesenen Carbonspathe ausgeschieden, der Schwefelwasserstoff habe sich mit dem Eisengehalt des Glimmers zu Eisenkies gestaltet und diesen mit den übrigen Erzen zum Absatz gebracht. Da der graue Gneiss bei weitem reicher an Glimmer ist als der rothe und flaserige Textur besitzt, so sei er leichter vom Wasser durchdringbar, und da ferner der Glimmer des grauen Gneiss basischer, in Folge dessen auch leichter zersetzbar als der des rothen Gneiss sei, so habe man in dem Glimmer als dem eigentlichen Präcipitationsmittel des grauen Nebengesteins auch die Ursache der Erzführung seiner Gänge zu suchen.

Ueber die chemischen Veränderungen, welche durch verschiedene Zersetzungsprocesse in der Gneisszusammensetzung hervorgebracht sind, vgl. Scheerer. Annal. d. Chem. u. Pharm. CXXVI. 1863. 1.

Bei den Protogingesteinen hat Delesse die merkwürdige Beobachtung gemacht, dass die die Mitte der Ablagerungen einnehmenden Protogingranite bedeutend kieselsäurereicher sind, als die Protogingneisse und Protoginschiefer, in welche jene Centralgesteine

nach aussen zu ganz allmählich übergehen; solche schieferige Gesteine, welche in Folge dessen viel ärmer an Quarz sind, enthalten vielleicht 10 pct. Kieselsäure weniger, als die granitischen Varietäten.

Das specifische Gewicht des Gneiss beträgt ähnlich wie das des Granit 2.6 — 2.7. Schönfeld und Roscoe fanden bei einem schwedischen Gneiss von Norberg 2.637, bei einem brasilianischen von Cachoeira da Campo 2.613. Bestimmungen des specifischen Gewichts der sächsischen Gneisse verdienen noch angestellt zu werden.

Von den Uebergängen, welche der Gneiss aufweist, ist der in Granit der häufigste und jedenfalls in genetischer Hinsicht wichtigste. Dieser Uebergang, welchen man an zahllosen Punkten beobachtet hat, wird dadurch hervorgebracht, dass der Glimmergehalt des Gneiss sich vermindert und die Glimmerblättchen ihre parallele Lage verlieren, indem sie sich richtungslos in dem Feldspath-Quarzgemenge vertheilen, womit natürlicherweise der hauptsächlichste Unterschied zwischen beiden Gesteinen aufgehoben ist. Bei diesen so unverkennbar und so reichlich auftretenden Uebergängen können beide Gesteine kaum von einander getrennt werden, sondern müssen als gleichzeitig und gleichartig entstanden erachtet werden. So finden sich oft mächtige und abwechselnde Lager von Granit in den Gneissen, wenn man mit dem Worte Lager noch eine Gesteinsmasse bezeichnen darf, welche sowohl in der Richtung ihres Streichens, als in der ihrer Mächtigkeit die deutlichsten Uebergänge in eine andere zeigt. Wenn im Gneiss der Glimmer auf Kosten des Feldspaths vorwaltend wird, so geht daraus Glimmerschiefer hervor; Zwischenstufen bezeichnet man als Gneissglimmerschiefer. Aus einem Hornblendegneiss kann sich in gleicher Weise Syenitgranit entwickeln, wie aus dem Glimmergneiss Granit entsteht, und gleichfalls kann andererseits Hornblendeschiefer ebenso daraus hervorgehen, wie Glimmergneiss in Glimmerschiefer verläuft. Protogingneisse werden in ähnlicher Weise hier und da zu Talkschiefern. Petrographische Uebergänge sind auch zwischen Gneiss und Granulit bekannt, z. B. in den Umgebungen von Griesebach in der Oberpfalz. Nach Keilhau zeigt der Gneiss Norwegens sowohl in der Richtung des Fallens als des Streichens die vollkommensten, sich mitunter auf meilenlangen Strecken entwickelnden Uebergänge in Quarzit (Gaea Norvegica III. 1).

Ausser den früher erwähnten accessorischen Gemengtheilen enthält der Gneiss manchmal noch eigenthümliche **accessorische Bestandmassen**, welche sich gewöhnlich als grosskörnige Aggregate von Feldspath und Quarz, ohne Glimmer, oder nur mit sehr wenig Glimmer durchmengt, darstellen. Bisweilen sind diese Ausscheidungen so zusammengesetzt, dass der Kern aus Quarz besteht, welcher von grossen Feldspathindividuen umschlossen wird, mitunter haben solche Massen auch wohl eine schriftgranitartige Beschaffenheit und führen fremde Mineralien, wie Turmalin oder Beryll. Scheerer beschreibt interessante Vorkommnisse dieser accessorischen Bestandmassen aus dem südlichen Norwegen, von den Inseln Flagstadöe und Buöe, vom Hitterdalsee in Tellemarken (N. Jahrb. f. Min. 1843. 662. 660. 633). Derartige Concretionen sind es, in welchen man unzweifelhaften Albit gefunden hat.

Neben der Paralleltextur des Gneiss zeigt derselbe auch in der Regel eine deutliche **Schichtung**, wie sehr dieselbe auch von Einigen in Zweifel gezogen worden ist. Besonders in den flaserigen und schieferigen Gneissen ist die Abtheilung in Schichten unverkennbar, während sie hingegen in den körnig-schuppigen, mehr granitartige Textur aufweisenden Gneissen (vorwiegend den rothen Gneissen) gewöhnlich weniger entwickelt erscheint. Nach Jokély kann bei dem rothen Gneiss des böhmischen Erzgebirges von einer eigentlichen Schichtung keine Rede sein, er besitzt blos eine plattenförmige Absonderung, wie häufig auch der Gebirgsgranit. Vgl. auch Scheerer, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 121. Die Schieferung und die Schichtung des Gneiss gehen einander gewöhnlich parallel, die eigenthümliche Erscheinung der falschen oder transversalen Schieferung ist nur in äusserst wenigen Fällen beobachtet worden. Jokély fand sie an den flaserigen Gneissen des Cizower Waldes in Mittelböhmen; früher schon hatte Keilhau an norwegischen Gneissen dieses Phänomen wahrgenommen, auch Studer beobachtete an den Gneissen zwischen Loco und Tegna unweit Locarno, dass die Glimmerblättchen in den horizontalen Bänken stets vertical stehen, betrachtet dies aber nicht als transversale Schieferung der Gneissschichten, sondern findet darin einen Grund die Gneissbänke als Zerklüftungsmassen anzusehen. Naumann bemerkt, dass die Streckung der Gneissgemengtheile nicht selten die Merkwürdigkeit zeige, in einer und derselben Gegend oder Ablage-

rung anhaltend eine sehr bestimmte Richtung zu behaupten. »So streichen z. B. im Gneisse der Umgegend von Freiberg die Strekkungslinien h. 8.4—9, die Schichten mögen horizontal liegen, oder 20—30° nach dieser oder jener Weltgegend hin einfallen; in dem grobflaserigen Gneisse von Bieberstein, in dem Gneissstocke von Geringswalde ist die Streckung der Falllinie oder Aufsteigungslinie der Schichten parallel« (Geognosie I. 549). Dasselbe ist in dem Gneiss der Grimsel und des St. Gotthardt der Fall (Naumann, in N. Jahrb. f. Min. 1847. 308).

Die Gneissschichten bilden bald ungeheure kuppelartige Gewölbe, indem sie in der Mitte ihres Bereiches eine mehr oder weniger horizontale, an ihren Grenzen gegen das Nebengestein zu eine nach aussen abwärts geneigte Lage besitzen, bald bieten sie die merkwürdige Erscheinung dar, dass sie in senkrechter Richtung parallel gestellt sind oder ein sehr steiles antiklines und synklines System repräsentiren.

Die schieferigen Gneisse sind in der Regel in ausgezeichnete ebenflächige Platten spaltbar, wenn die einzelnen Schichten nur geringe Dicke besitzen. Die weniger schieferigen, körnig-streifigen Gneisse lassen aber sehr häufig die seltsame Erscheinung erkennen, dass die Schichten derselben nicht nur wellenförmig gewunden, oder selbst zickzackförmig gefaltet, sondern in den allerverworrensten und verschlungensten Biegungen und Krümmungen ausgebildet sind, welche, wie Naumann treffend bemerkt, in ihrem Durchschnitt an die Zeichnungen marmorirter Papiere oder die Windungen der Holzlagen in knotigen Brettern erinnern. An sehr vielen Punkten der norwegischen Gneissdistricte, z. B. nach Scheerer bei Kongsberg, Brevig und Flekkefjord, an der Westküste zwischen Bergen und Trondhjem nach Naumann (Beitr. z. Kenntn. Norweg. II. 130. 166), an den Gneissen der Pyrenäen (z. B. höchst ausgezeichnet zwischen Gèdre und Gavarnie), des Böhmerwaldes (nach v. Hochstetter), der schottischen Inseln Tirey, Coll, Lewis und Long-Island (Macculloch, System of geology II. 143) ist dies in vollkommenster Weise zu beobachten. Der Gneiss ist auch manchmal von Kluftsystemen durchsetzt und diese bilden, indem sie mit den Schichtungsklüften zum Durchschnitt kommen, schiefwinkelig parallelepipedische Gesteinskörper.

Mancherlei Einlagerungen fremder krystallinischer Ge-

steine sind im Gneiss bekannt, von welchen manche in wiederholter Wechsellagerung zwischen den Schichten desselben auftreten, auch durch Uebergänge damit verbunden sind; die wichtigsten derselben, deren Hauptvorkommnisse bei den einzelnen erörtert worden oder werden, sind:

Granit (II. 353. 429).

Quarzit und Quarzitschiefer (I. 280).

Granulit.

Hälleflinta oder Petrosilex (I. 565).

Hornblendeschiefer (I. 306).

Glimmerschiefer, z. B. im erzgebirgischen Gneiss bei Leubsdorf unweit Augustusburg, bei Hermsdorf unweit Altenberg, nördlich von Klösterle nach Naumann.

Chloritschiefer (I. 312) und krystallinischer Thonschiefer.

Serpentin (I. 327).

Eklogit und Disthenfels (II. 328), Eulysit (II. 335).

Körniger Kalkstein (I. 200) und Dolomit (I. 239); körnige Kalksteine, manchmal durch Graphit bläulichgrau bis schwärzlichgrau gefärbt, sind namentlich ausserordentlich häufig in den Gneissen eingelagert: merkwürdig ist dabei die grosse Verbreitung gewisser Silicate, welche sich im Kalkstein an der Grenze gegen den Gneiss zu entwickelt haben, und welche sich an den entlegensten Fundorten in charakteristisch ähnlicher Weise einstellen (Augit- und Hornblendemineralien, Wollastonit, Granat, Vesuvian, Epidot, Wernerit, Chondrodit u. s. w.). Durch ihren Reichthum an Contactmineralien sind bekannt die Kalke von Boden bei Marienberg in Sachsen, Brotterode in Thüringen, vom Manhartsberg in Oesterreich, Perthshire in Schottland, Arendal in Norwegen, Åker in Södermanland, Lindbo in Westmanland, Malsjö, Gullsjö in Wermeland, Gökum in Upland, Pargas in Finnland, und von zahlreichen Orten in Nordamerica.

Graphit (I. 353).

Smirgel (I. 310), Kryolith (I. 193).

Magneteisen (I. 349), Eisenglanz und andere Erze, namentlich in den skandinavischen Gneissen.

Gänge von Gneiss gehören zwar zu den sehr seltenen Erscheinungen, sind aber dennoch an einigen Punkten deutlich nachgewiesen worden. Gangförmige Vorkommnisse von rothem Gneiss

im sächsischen Erzgebirge wurden schon früher erwähnt. Nach Jokély findet sich ein ausgezeichneter Gang von rothem Gneiss im Glimmerschiefer bei Marschendorf im Riesengebirge. In den Bergen von Izeron sah Fournet Gänge von Gneiss im Gneiss (N. Jahrb. f. Min. 1838. 159). Jameson beobachtete ebenfalls mächtige Gneissgänge im Gneiss der schottischen Hochlande (Edinb. new philosophical journal LII. 1852. 350). Gneissgänge, 36—48 Fuss mächtig, beschrieb Alexander von Humboldt im Glimmerschiefer der Gegend von Antimano in Venezuela (Reise in die Aequinoctialgegenden III. 51).

Schollenförmige Bruchstücke fremdartiger Gesteine oder anderer Gneissvarietäten hat man auch hier und da in Gneissen beobachtet. So umschliesst nach Darwin der granitähnliche Gneiss von Bahia wirkliche Fragmente eines Hornblendegesteins mit scharfen Ecken und Kanten (Geol. observations on South-America 1846. 141). Naumann sah bei Reisäter unweit Ullensvang in Norwegen parallelepipedische und anders gestaltete Massen von Grünsteinschiefer in einem grobflaserigen Gneiss (Beitr. z. Kenntn. Norwegens I. 123), auch berichtet er, dass der im Liegenden der Bräunsdorfer Grauwacke auftretende Gneiss Fragmente von Grauwackenschiefer einschliesst (N. Jahrb. f. Min. 1839. 556); v. Cotta erwähnt, dass der rothe Gneiss des Erzgebirges mehrorts, z. B. zwischen Königswalde und Mildenau deutliche Bruchstücke des benachbarten grauen Gneiss einschliesst (N. Jahrb. f. Min. 1854. 41). Auch am Goldberge bei Goldkronach im Fichtelgebirge wurde das Vorkommen deutlicher Bruchstücke von Grauwackenschiefer im Gneiss von ihm nachgewiesen und später von Naumann bestätigt. Bei Trippi in der Nähe von Messina sind nach Fr. Hoffmann Fragmente eines schwarzen Thonschiefers im Gneiss eingeschlossen. Jokély fand im Isergebirge südlich von der Neisse colossale Schollen von Urthonschiefer und grauwackeartigem Gestein rings von Gneissen umhüllt. Nach Kjerulf und Tellef Dahll schliesst auch der rothe Gneiss Tellemarkens Bruchstücke anderer krystallinischer Schiefer ein.

Von Petrefacten hatte sich bis in die jüngste Zeit nie eine Spur in den Gneissen gefunden. Um so interessanter war es, dass 1865 Sismonda auf einem Stück eines erratischen Gneissblocks, welches wahrscheinlich aus dem Veltlin stammte, die kohligen Ueber-

reste einer dem Equisetum infundibuliforme verwandten Form entdeckte, welche A. Brongniart Equisetum Sismondae nannte (Comptes rendus LX. 1865. 492).

Bei der sehr weiten Verbreitung der Gneissbildungen können die einzelnen bedeutendern Ablagerungen nur ganz im Allgemeinen aufgeführt werden. Bei weitem der meiste Gneiss hat sich da, wo er hervortritt, als die unterste aller bekannten Ablagerungen ergeben, welche die ältesten unzweifelhaften Sedimentschichten unterteuft; es ist dies der sog. primitive oder fundamentale Gneiss, welcher gewöhnlich zunächst von Glimmerschiefer, sodann von Thonglimmerschiefer zum Theil bedeckt oder umgeben erscheint, selbst aber jedenfalls zum grossen Theil aus der Umwandlung von Sedimentgesteinen entstanden ist. Ausser diesen Gneissen, welche so als das Fundament der bekannten Erdrinde zu betrachten sind, treten auch anderswo im Bereich jüngerer Sedimentärformationen Gneisse unter Verhältnissen auf, welche offenbar anzeigen, dass sie oder die Gesteine, aus welchen sie hervorgegangen, weit neuerer Entstehung sind.

I. Gneisse, welche alle andern Formationen unterteufen:

Im sächsischen Erzgebirge bilden solche Gneisse die Hauptmasse. Müller unterscheidet hier a) ältern Gneiss in den Gegenden von Freiberg, Marienberg und Annaberg; vorwiegend aus normalem grauem Gneiss bestehend, setzt er breite Zonen mit grossartig kuppelförmiger Architektur zusammen und lässt nirgends deutliche Bruchstücke oder eingeschlossene Schollen fremdartiger älterer Gesteine erkennen. b) jüngern Gneiss, besteht hauptsächlich aus amphoteren grauen Gneissen und rothen Gneissen, welche oft in den erstern scharfbegrenzte Lager, kleine Stücke und deutliche Gänge bilden; umgekehrt erscheinen auch amphotere graue Gneissmassen in den rothen Gneissen; die jüngern Gneisse umschliessen sowohl im Innern als an den Rändern ihrer Massen grössere Schollen und kleinere Fragmente von normalem (altem) grauem Gneiss, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, Alaunschiefer, Grauwackeschiefer, körniger Grauwacke, letztere z. Th. in Fleckgneisse und cornubianitartige Gebilde umgewandelt; der jüngere Gneiss erscheint namentlich zwischen Dippoldiswalde, Tharand, Naundorf und Röthenbach, zwischen Frauenstein, Memmendorf, Schellenberg und Zöblitz, zwischen Marienberg, Wiesenbad und

Mildenau, ferner zwischen Königswalde, Waltersdorf und Weipert, ausserdem in einzelnen Stöcken und Gängen inmitten des ältern Gneiss, des Glimmerschiefers und Thonschiefers.

Der grösste Theil Böhmens und Mährens wird von solchem Gneiss zusammengesetzt; hier wie in den Sudeten, dem Eulengebirge, dem Riesengebirge ist ebenfalls rother und grauer Gneiss deutlich von einander zu unterscheiden, welche nach Jokély dasselbe gegenseitige Verhältniss beobachten, wie es für das Erzgebirge von H. Müller und v. Cotta festgestellt wurde. Im böhmisch-bayerischen Waldgebirge (ältere bojische und jüngere hercynische Gneissformation Gümbels), im Schwarzwalde, namentlich am westlichen Abhange.

An dem Aufbau Centralfrankreichs hat der Gneiss gewichtigen Antheil. Von dem Gneiss der skandinavischen und finnländischen Gebirge gehört der grösste Theil hierher; im nördlichen Schottland in grosser Ausdehnung (fundamental gneiss Murchisons); in Canada die zu dem an 20000 Fuss mächtigen Lower Laurentian gehörenden Gneisse. In Brasilien bildet Gneiss nach v. Eschwege das ganze Küstenland, welches sich südlich von der Provinz Rio grande an bis nördlich nach Bahia durch 14 Breitegrade erstreckt, westlich verbreitet er sich bis zur Provinz Goyaz.

Ausserdem treten Gneisse die zu den »primitiven« gezählt werden hier und da im Gebiet granitischer Ablagerungen hervor, wie im Odenwald bei Auerbach, im Spessart bei Aschaffenburg, am östlichen Abhang der Vogesen.

Gewöhnlich bilden, worauf schon oben hingedeutet wurde, mächtige Ablagerungen altkrystallinischer Schiefergesteine in concordanter Lagerung die unmittelbare Umgebung und Bedeckung dieser »Urgneisse« und zwar erscheint in der Regel nach unten zu Glimmerschiefer, nach oben zu krystallinischer Thonschiefer. Sehr vielfach finden auch innerhalb eines vorwiegend aus Gneiss bestehenden Gebietes Wechsellagerungen zwischen Gneiss, Glimmerschiefer, Granit, Hornblendeschiefer und den andern oben erwähnten minder häufigen und mehr untergeordneten Einlagerungsgliedern statt.

II. Ausser diesen ältesten Gneissbildungen sind, wie erwähnt, in manchen Gegenden und oft in beträchtlicher Ausdehnung Gneissablagerungen bekannt, welche im Bereich von Sedimentärschichten, denselben aufgelagert vorkommen. Die hauptsächlichsten solcher Gneissbildungen, welche z. Th. zu wichtigen Erörterungen über

ihre architektonischen und genetischen Verhältnisse Anlass geboten haben, sind:

Nordöstlich von Chemnitz, westlich von Freiberg liegen bei Mobendorf und Mühlbach drei grosse, in einer Linie aneinandergereihte, stockartige Gneissablagerungen von vielen tausend Fuss Mächtigkeit, über den Schichten der silurischen Grauwacke, und unter den Conglomeraten der alten Steinkohlenformation von Hainichen und Ebersdorf. Bisweilen wird der Gneiss granitartig, oft auch geht er in Glimmerschiefer, seltener in Grünsteinschiefer über, nirgends aber in Grauwacke oder Grauwackenschiefer, denen er deutlich und regelmässig aufgelagert ist (vgl. Naumann, N. Jahrb. f. Min. 1850. 514; auch geogn. Beschr. des Kgr. Sachsen I. 79. II. 352).

Rings um die Stadt Münchberg vor dem nordwestlichen Abfall des Fichtelgebirges ruht ebenfalls eine ungefähr über acht Quadratmeilen ausgedehnte, im Umriss ellipsenförmige Gneissbildung dem jüngern Thonschiefer und der Culmgrauwacke auf, scheinbar eine bassinförmige Vertiefung dieser Schichten ausfüllend. Bei Gräfengehaig, Eppenreuth, Schauenstein wird der Gneiss etwas granitartig, an der südöstlichen Grenze geht er in Glimmerschiefer über. Gümbel hat neuerdings mit markscheiderischer Genauigkeit gezeigt, dass diese Bildung wohl nicht eine wirkliche ursprüngliche Einlagerung sei, sondern dass man die eigenthümliche Lagerungsweise als Folge einer Schichten-Ueberkippung betrachten müsse, welche durch bedeutende Hebungen hervorgebracht worden sei, bei denen die Gneissmassen gesprengt, auseinandergetrieben, und an ihren Rändern übergebogen worden seien; auch die unter dem Gneiss liegenden, verschiedenalterigen Thonschiefer und Grauwackegebilde liegen in der umgekehrten Ordnung ihres Alters aufeinander (N. Jahrb. f. Min. 1861. 257 und 1863. 318). Naumann hat sich gegen diese Auffassung ausgesprochen und an seiner frühern Ansicht festgehalten, dass man es hier mit einer wirklichen jüngern Bildung zu thun habe (N. Jahrbuch f. Min. 1863. 1 und 531; vgl. auch Fr. Hoffmann, Poggend. Ann. XVI. 1829. 545).

In Sutherland (Schottland) ist über untersilurischen Gesteinen in regelmässig concordanter Lagerung ein mächtiges Schichtensystem aus Gneiss, Glimmerschiefer und Chloritschiefer bestehend, in sehr deutlicher Weise ausgebreitet, welches sich vom Cap Wrath bis zu den Grenzen der Grafschaften Caithness und Ross hinzieht. Auch

anderswo sind dort solche Auflagerungen bekannt. Vgl. darüber James Nicol, Qu. journ. of geol. soc. XIII. 1857. 17. Murchison, ebendas. XV. 1859. 382).

Keilhau hat in seiner Gaea norvegica (I. 277. 284. 382) gezeigt, dass derlei neuere Gneissbildungen in Norwegen in noch viel bedeutenderer Verbreitung auftreten. Bei Talvig in West-Finnmarken liegt über Thonschiefern, Kalksteinen und Thonglimmerschiefern der Uebergangsformation eine mächtige Ablagerung von Gneiss, ähnlich bei Nögelen am Quänangerfjord Glimmerschiefer über Uebergangsschiefern, -Kalksteinen und -Quarziten. Das ausgedehnte Gebiet der krystallinischen Schiefer Centralnorwegens zeigt an seiner südlichen Grenze zwischen Osen und Bödal eine gleichförmige Auflagerung auf den Silurschichten; östlich von Osen und südwestlich von Bödal liegen dieselben krystallinischen Schiefer abweichend auf den Schichtenköpfen der uralten Gneisse. An einigen Punkten, z. B. in Hallingdalen beobachtet man deutlich, wie der unterste silurische Thonschiefer nach oben zu allmählich in Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer oder Gneiss übergeht; manche Berge bestehen an ihrem Fuss aus Thonschiefer, an ihrem Gipfel aus Gneiss, an ihrem Abhang aus Mittelgesteinen zwischen beiden.

Höchst merkwürdig sind die neuern Gneissbildungen in den Alpen, welche namentlich von Studer eingehend beschrieben worden sind. Am Col de Géant beim Montblanc, an der Grimsel, am St. Gotthardt, also mitten in den Centralmassen der Alpen finden sich colossale Gneissstöcke, deren Schichten eine fächerförmig nach oben auseinanderlaufende Gruppirung zeigen, meistens zwischen Kalkmassen eingeklemmt, welche nicht älter sind als die Liasformation. Die Art der Einkeilung und andere Ueberlagerungen lassen keinen Zweifel obwalten, dass diese alpinen Gneisse jünger sind, als die Kalksteine, dass sie also erst nach der Liasformation gebildet worden sind (Studer, N. Jahrb. f. Min. 1844. 450 und 1847. 179; auch Lehrb. der physik. Geographie II. 153). Am Ausgang des Graubündner Val Tuors bei Bergün ist z. B. ein aus Gneiss und Glimmerschiefer fächerförmig gebauter Stock zwischen rothen Sandstein eingeklemmt, welcher selbst von den Kalksteinen und Dolomiten des Albulahornes und der Rabeschkette umgeben ist.

Ueber alle diese Vorkommnisse vgl. die Darstellung der genetischen Verhältnisse der krystallinischen Schiefer.

Kersten, Periklin im Gneiss, Journ. f. pr. Chemie XXXVII. 172 u. N. Jahrb. f. Min. 1847. 210.
Jenzsch, Feldspathe im rothen und grauen Gneiss, Berg- u. hüttenmänn. Zeitung 1864.
v. Hochstetter, Granat im Gneiss, Jahrb. d. geol. R.anst. V. 62.
Scheerer, accessorische Bestandmassen im Gneiss, N. Jahrb. f. Min. 1843. 633; 660; 662.
v. Hochstetter, Oligoklasgneiss, Novara-Reise 1861. I. 324.
Schönfeld und Roscoe, Gneissanalysen, Annal. d. Chem. u. Pharm. 1854. 305.
Quincke, Gneissanalysen, Ann. d. Chem. u. Pharm. XCIX. 1856. 232.
Scheerer, Windungen der Gneissschichten, N. Jahrb. f. Min. 1843. 632.
v. Hochstetter, Windungen der Gneissschichten d. Böhmerwaldes, Jahrb. d. geol. R.anst. V. 575.
Jokély, transversale Schieferung beim Gneiss, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 371.
Studer, transversale Schieferung beim Gneiss, N. Jahrb. f. Min. 1850. 828.
Keilhau, transversale Schieferung beim Gneiss, Nyt Magaz. f. naturvidenskaberne IV. 1844. 276; N. Jahrb. f. Min. 1846. 845.
Naumann, transversale Schieferung beim Gneiss, Geogn. Beschr. d. Königr. Sachsen V. 40.
Websky, Cordieritgneiss von Kupferberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1853. V. 381.
Gümbel, Graphitgneiss des bayer. Waldes, N. Jahrb. f. Min. 1855. 175.
Élie de Beaumont, Graphitgneiss der Vogesen, Expl. de la carte géol. d. l. Fr. I. 310.
Ueber Cornubianit, Geogn. Beschr. des Königr. Sachsen, Naumann und v. Cotta, II. 265 und V. 51.
Fournet, Cornubianit, Mém. sur la géologie de la partie des Alpes comprise entre le Valais et l'Oisans p. 29.
Boase, Cornubianit, Trans. of the geol. soc. of Cornwall IV. 390.
Credner, Granitgneiss in Oberkärnthen und Salzburg, N. Jahrb. f. Min. 1850. 514. Hornblendegneiss ebendas. 549.
Peters, Hornblendegneiss in Oberösterreich, Jahrb. d. geol. R.anst. IV. 1853. 236.
Kittel, Hornblendegneiss, Umgegend v. Aschaffenburg 1840. 11 u. 27.
Studer, Protogingneiss, Lehrb. der physik. Geogr. 1844. 331.
Delesse, Protogingneiss der Alpen, Annales de chimie et de physique (3) XXV und Bull. de la soc. géol. (2) VI. 230.
H. Müller, rother und grauer Gneiss, N. Jahrb. f. Min. 1850. 592. Berg- u. hüttenmänn. Zeitung 1863 Nro. 27, daraus in N. Jahrb. f. Min. 1863. 613. ebendas. 1864. 829.
v. Cotta, rother und grauer Gneiss, N. Jahrb. f. Min. 1844. 681 und 1854. 39.
Scheerer, Gneisse Sachsens, Jahrb. d. sächs. Bergakad. zu Freiberg 1858. 210; 1861. 252; 1862. 188. Göttinger Gelehrte Anzeigen

1861. 33; daraus in N. Jahrb. f. Min. 1861. 618; Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 23.
Jokély, rother und grauer Gneiss in Böhmen, Jahrb. d. geol. R.-anst. 1857. 519.
Jokély, Gneiss des mittlern Böhmens, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 357. 484.
v. Andrian, rother u. grauer Gneiss aus dem Chrudimer u. Czaslauer Kreise, Böhmen, Jahrb. der geol. R.anst. XIII. 1863. 185.
v. Zepharovich, Gneiss des Pilsener Kreises in Böhmen, Jahrb. d. geol. R.anst. V. 1854. 274.
G. A. E. Reuss, Gneiss im böhm. Mittelgebirge, Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 1.
Gümbel, Gn. d. bayer. Waldgeb., Bavaria 1861.
C. Fuchs, Gneiss aus dem Eckerthal im Harz, N. Jahrb. f. Min. 1862. 810 u. 851.
Nessler, Gneisse aus dem Renchthal, Baden, in Beiträge zur Statistik des Grossh. Baden XVI. 21. 26.
vom Rath, Gneiss in Graubündten, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1858. 199.
Keilhau, Gneiss Norwegens, Gaea Norvegica III. 1; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1851. 257.
Harvey Holl, Gneisse der Malvern Hills, Qu. journ. of the geol. soc. XXI. 1865. 73.
Dufrénoy, Gn. Centralfrankr., Expl. d. l. carte géol. d. l. Fr. I. 118.

Granulit.

Weissstein, Leptynite, Eurite schistoide.

v. Justi beschrieb zuerst im Jahre 1761 den Granulit aus der Gegend von Namiest in Mähren unter dem Namen Namiester Stein als einen neuen Halbedelstein. Späterhin nannte man das Gestein Weissstein wegen seiner weissen oder hellen Farbe (z. B. Engelbrecht »Kurze Beschreibung des Weisssteins, einer im geognostischen System bisher unbekannt gewesenen Gebirgsart. Leipzig 1802.«); da indessen auch hier und da dunklere Farben vorkommen, so schlug Weiss den Namen Granulit vor (Neue Schriften der Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin IV. 350), welcher jetzt der allgemein übliche ist.

Der Granulit ist ein schieferiges Gemenge von Feldspath und Quarz mit eingestreuten kleinen Granaten. Der Feldspath bildet eine feinkörnige bis dichte Grundmasse, in welcher platte Körner oder dünne, oft nur papierdicke Lamellen von Quarz in einzelnen parallelen Lagen vertheilt sind, welche dem Gestein eine auf dem Querbruch deutlich hervortretende Schiefertextur verlei-

hen. Der Feldspath ist meistens der Hauptbestandtheil des Gesteins und überwiegt in der Regel den Quarz, seine hellen, weissen, lichtgrauen, lichtgelben oder lichtröthlichen Farben bedingen die gewöhnliche Färbung des Granulit. Neben diesen Gemengtheilen erscheinen rothe Granaten eingestreut, welche selten die Grösse einer Erbse übersteigen und oft zu mikroskopischer Kleinheit hinabsinken; mehr als erbsengrosse Granatpartieen sind immer eine Anhäufung vieler einzelner kleiner Körnchen. Sie sind in grösserer oder geringerer Menge in dem Gestein vorhanden, werden aber nur sehr selten ganz in dem Gemenge vermisst, und dürften daher auch wohl mit Recht zu den wesentlichen Bestandtheilen gezählt werden. In einigen Granuliten trägt ebenfalls der Granat zur Schieferung bei, indem seine kleinen flachen Körnchen zu zusammenhängenden briefpapierdünnen Lamellen verwoben erscheinen, welche parallel in die Feldspath-Quarzmasse eingelagert sind und auf den Spaltungsflächen des Gesteins als röthliche Flecken hervortreten.

Der Feldspath scheint zweierlei zu sein, sowohl Orthoklas als ein klinoklastischer, wahrscheinlich meist Oligoklas. Hornig, welcher drei Granulitvarietäten aus der Gegend von Krems in Oesterreich untersuchte, fand darin mehrere Procent Natron, was auf einen natronhaltigen Feldspath hinweist (Sitzgsber. d. Wien. Akademie VII. 1851. 586). Auch v. Hochstetter entdeckte in dem böhmischen Granulit von Krumau einen klinoklastischen Feldspath, welcher durch Carl v. Hauer untersucht, sich als ächter Oligoklas erwies mit Kieselsäure 63.16, Thonerde 23.16, Kalk 3.00, Kali 0.17, Natron 9.72, Wasser 0.79 (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1854. 11). Der Quarz ist meistens lichtgrau, graulichweiss, milchweiss.

Manchmal finden sich Granulitvarietäten, welche, wahrscheinlich durch eine Beimischung von Eisenoxydul dunklere, schwärzlichgrüne bis fast schwarze Farben zeigen.

Glimmer tritt sehr häufig und zwar oft ziemlich reichlich in das Mineralgemenge ein; seine dünnen, in der Regel weissen, seltener schwarzen Blättchen, welche entweder zerstreut liegen oder sich zu dünnen Schuppen zusammengruppiren, haben stets eine parallele Anordnung, wodurch die Schiefertextur noch gesteigert und deutlicher wird. In den granatreichen Granuliten findet sich nur höchst selten ein Glimmerblättchen und das sind die charakteristischsten Granulitvarietäten; je mehr Glimmer vorhanden ist, desto

mehr tritt der Granat zurück, so dass diese Mineralien quantitativ in einem umgekehrten Verhältniss zu stehen scheinen. Ist sehr viel Glimmer anwesend, so tritt der Granat fast gänzlich zurück, es sind diese Gesteine aber bereits keine ächten Granulite mehr, sondern Uebergangsgesteine in Gneiss, welcher aus Feldspath, Quarz und Glimmer besteht. Erscheinen derlei Zwischenglieder in einem Gneiss- oder Granitterrain, so pflegt man sie **Granulitgneiss** zu nennen, treten sie in Verbindung mit Granuliten auf, so bezeichnet man sie wohl als **Gneissgranulit**.

Hellblauer Cyanit ist, zumal in den schieferigen, glimmerlosen Granuliten in einzelnen unregelmässigen Körnern oder kurzen breitsäulenförmigen, jedoch nie mit Endflächen versehenen Krystallen eingesprengt (Kauffungen, Penig, Langenberg bei Hohenstein in Sachsen, Böhmerwald). Im Böhmerwald fand v. Hochstetter auch ein bläulich- oder gelblichweisses bis farbloses durchscheinendes cyanitähnliches Mineral, zu feinstengeligen, schilfartig gekrümmten, büschelförmigen Aggregaten zusammengewachsen, das sehr an die als Sillimanit beschriebene Varietät erinnert. Während der **Turmalin** im Allgemeinen ein seltener accessorischer Gemengtheil der Granulite ist, erscheint er doch in einigen Varietäten als feine schwarze Nadeln oder Krystallbüschel so häufig, dass er den Granat verdrängt und vollständig dessen Rolle übernimmt. Man nennt solche turmalinreiche Gesteine **Turmalingranulite** und könnte ihnen die granatführenden Granulite als **Granatgranulite** gegenübersetzen. Sie finden sich nach v. Hochstetter z. B. am Matzo bei Jaronin, bei Siebitz unweit Ochsbrunn im Böhmerwald, wo sie indessen auch Granat führen (Jahrb. der geol. Reichsanst. V. 15), nach Gümbel unter den Granuliten der Oberpfalz (Correspondenzbl. des zool.-min. Ver. v. Regensburg 1853. 157); nie kommt Cyanit neben Turmalin vor. Seltene Hornblendesäulen beobachtete Czjzek bei Gurhof, Göttweih u. a. O. in Niederösterreich.

Je zahlreicher die Quarzlamellen auftreten, desto deutlicher ist die Schiefertextur des Granulit ausgebildet. Bisweilen erscheint der Quarz aber nicht in dünnen Lamellen, sondern in rundlichen Körnern, welche dann auch zerstreut in der Feldspathmasse umherliegen und während so die schieferige Textur entweder ganz verloren geht, oder nur sehr undeutlich zum Vorschein kommt, erhält das Gestein eine mehr körnige Textur. **Bandstreifigen** Gra-

nulit (an der Zschopau zwischen Sachsenburg und Schönborn in Sachsen) nennt v. Cotta denjenigen, welcher durch parallele Glimmerzwischenlagen streifig erscheint. Als körnig-schuppigen Granulit kann man mit Naumann jene Varietät bezeichnen, in welcher der Quarz einzelne flache linsenförmige Körner bildet; obschon diese meist parallel gelagert sind und auch einzelne Glimmerflasern sich einstellen, zeigt sich dennoch auf dem Querbruch keine so deutliche Schiefertextur, wie sie der gewöhnliche Granulit besitzt. Spaltbarkeit ist indessen immer noch vorhanden. Im Böhmerwald unterscheidet v. Hochstetter körnigen, schieferigen, körnig-schuppigen, körnig-streifigen und Turmalin-Granulit. Der sog. Forellengranulit vom Gloggnitzer Schlossberg bei Wiener-Neustadt zeigt dunkle Flecken, welche von Hornblendebeimengung herrühren.

v. Hochstetter sah bei Snirn und am Sandberg bei Rothenhof im Böhmerwald im schuppig-körnigen Granulit haselnuss- bis wallnussgrosse Kugeln von ellipsoidischer Rundung, welche aus gewöhnlichem Granulit oder aus Quarz oder Orthoklas bestehen (Jahrb. d. geol. Reichsanst. V. 1854. 15).

Ueber die chemische Zusammensetzung der Granulite ist bis jetzt verhältnissmässig nur wenig bekannt; als vorherrschend Orthoklas-Quarz-Gesteine kommt ihr Kieselsäuregehalt dem der Granite nahe, je nach dem Gehalt an Granat, an Cyanit und Glimmer wechselt die Menge der Sesquioxyde und alkalischen Erden. Von den charakteristischen sächsischen Granuliten besitzen wir erst eine Analyse.

I. Sehr feinkörniger, graulichweisser Granulit mit vielen rothen Granaten und wenig blauen Cyaniten, zwischen Aggsbach und Gurhof in der Gegend von Krems in Oesterreich. Hornig, Sitzgsber. d. Wien. Akademie VII. 1851. 586.

II. Feinkörniger weisser Granulit mit vielem Granat und Cyanit von Unterbergern, südlich von Mautern, Donau. Hornig, ebds.

III. Ausgezeichnet schieferiger Granulit von Rosswein in Sachsen. Zirkel, Poggend. Annal. CXXII. 1864. 625.

IV. Granulit vom Gulfjeld in Norwegen, vorwiegend aus weissem Orthoklas bestehend mit mikroskopischen Quarz- und Granatkryställchen und zahlreichen feinen Hornblendenadeln. Th. Hjortdahl (vgl. unten).

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	73.04	73.71	69.94	75.81
Thonerde	8.23	11.91	10.05	12.33
Eisenoxyd	1.35	1.38	—	—
Eisenoxydul . . .	6.77	5.08	4.66	3.78
Manganoxydul . . .	2.32	1.83	—	—
Kalk	1.18	2.21	2.41	2.74
Magnesia	—	—	1.60	0.09
Kali	7.11	1.50	5.94	0.97
Natron	—	2.37	3.30	3.98
Glühverlust	—	—	0.98	0.65
	100.00	99.99	98.88	100.35

I und II enthalten Spuren von Phosphorsäure. Hornig führt auch von Strass, nordöstlich von Krems ein Gestein auf mit nur 53.66 Kieselsäure, welches kein ächter Granulit ist, sondern ein Uebergangsglied in hornblendehaltige Gesteine darstellt. Das spec. Gew. des Granulit von Rosswein (III) beträgt 2.687; sein Alkalienverhältniss ist derart, dass es eine Beimengung von klinoklastischem Natronfeldspath wahrscheinlich macht; gleichfalls das von IV. Delesse bestimmte das spec. Gewicht eines »Gneiss-Granulit« von Tholy in den Vogesen zu 2.651, das eines Granulit von St. Etienne zu 2.617.

Dass durch Zunahme des Gehalts an Glimmer der Uebergang des Granulit in einen feinflaserigen Gneiss vermittelt wird, wurde schon oben bemerkt.

Neben der ausgezeichneten Schieferung zeigt der Granulit auch in der Regel eine sehr regelmässige und deutliche Schichtung, welche um so vollkommener erscheint, je mehr die Schieferung ausgebildet ist, während die mehr körnigen Granulite mächtigere und weniger deutliche Schichten bilden. Schieferung und Schichtung ist in den meisten Fällen einander parallel, v. Hochstetter beobachtete jedoch an den glimmerreichen körnigstreifigen Granuliten Böhmens bei Krumau bisweilen eine Paralleltextur, welche die plattenförmige Schichtung quer durchsetzt, eine Erscheinung also, die der transversalen Schieferung ähnlich ist. Die Schichten sind im Ganzen gewöhnlich ebenflächig und liefern schöne Steinplatten, mitunter aber auch gebogen und undulirt. Vielfach gewundene Schichten sind z. B. oberhalb Callenberg und unterhalb Niederfrohna

in der sächsischen Granulitpartie wahrzunehmen, wie dies auch von Naumann angeführt wird. Nach Fallou lassen bei Saalbach unterhalb Waldheim die Schichten des Granulit die manchfachsten Windungen und Biegungen erkennen, »bald schlangen- und flammenförmig emporsteigend, bald in elliptischer oder gekräuselter Verschlingung, bald strahlenförmig divergirend, gleich den Jahresringen im Längendurchschnitt eines alten knorrigen oder astreichen Baumes«. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. VII. 1855. 403.)

Unter allen Granulitpartieen ist die sächsische ohne Zweifel die am genauesten erforschte, von welcher Naumann eine sehr vollständige und meisterhaft klare Darstellung gibt. Der Granulit bildet in Sachsen eine von S.-W. nach N.-O. langgestreckte Ellipse, deren grösste Länge zwischen Döbeln und Hohenstein 6 Meilen, deren grösste Breite zwischen Sachsenburg und Rochlitz 2¼ Meile beträgt, und welche von einem mächtigen wallförmigen Mantel von Glimmerschiefer allseitig umhüllt wird, der nach aussen zu allmählich in Thonschiefer verläuft. Die Contouren dieser Ellipse sind nicht ganz regelmässig, indem bald halbinselartige Schieferpartieen sich in den Granulit hineinerstrecken, bald dieser als spitzer Keil in das umgebende Schiefergebirge hineindringt. Diese halbinselartigen Ausläufer des Schiefergebirges zeigen die höchst beachtenswerthe Erscheinung, dass sie, an dem einen Ende mit dem Glimmerschiefer zusammenhängend, inmitten des Granulit aus einem eigenthümlichen charakteristischen Gneiss bestehen. So z. B. geht die Glimmerschieferzunge, welche sich auf der westlichen Seite der Granulitpartie bei Göhren abzweigt, in ihrer weitern Erstreckung (über Luntzenau nach Rochsburg) in den Granulit hinein in einen sehr krystallinischen, dunkelfarbigen, cordieritreichen Gneiss über. Dasselbe ist bei der schmalen und langen von Süden auslaufenden Halbinsel der Fall, welche sich von Limbach nach Claussnitz erstreckt, auch der äussere, stetig fortlaufende Glimmerschiefermantel zeigt sehr häufig an der Grenze gegen den Granulit sich in Gneiss metamorphosirt.

Inmitten dieser Granulitellipse treten nun völlig isolirte, inselförmige Partieen von Gneiss und Granit auf, von denen die erstern ganz dieselbe petrographische Beschaffenheit offenbaren, welche den vom Glimmerschiefer ausgesandten Vorsprüngen innerhalb des Granulit eigen ist. Aus diesen Verhältnissen schliesst Naumann

mit Recht, dass diese Gneisse, gleichsam im Granulit schwimmende Massen, ursprünglich Glimmerschiefer gewesen sind und durch den Granulit in derselben Weise eine Metamorphose erlitten haben, wie sie jenen Halbinseln offenbar zu Theil geworden ist. Der Granit bildet ausser andern kleinern inselförmigen Ablagerungen im Granulit einen drei Meilen langen schmalen Zug in der Richtung von Burgstädt nach Mittweida. Die Begrenzungsfläche zwischen Granit und Granulit ist meistens eine sehr scharfe, wie man dies z. B. im Steinbruch vor dem Brühlthore bei Mittweida (nach der Walkmühle zu), an dem rechten Zschopau-Ufer vor Mittweida deutlich beobachten kann: die Granulitschichten stossen an dem Granit ab, und in den Granulit hinein verzweigen sich Gänge von Granit, welche den Schichtenbau desselben stören und scharfkantige Fragmente desselben enthalten. An der Einmündung des Bärwalder Bachs in die Zschopau bei Waldheim verläuft aber der geschichtete Granulit allmählich in ungeschichteten Granit, (Fallou, Karst. u. v. D. Archiv XVI. 1842. 426). Eine ungeheure Anzahl von Gängen desselben Granit setzt bei Waldheim, Kriebstein und Ehrenberg im Granulit auf, scharf dessen Schichten durchschneidend und Bruchstücke davon einschliessend; vgl. Fr. Hoffmann, Poggend. Ann. XVI. 1829. 538. Am Ufer der Mulde dicht bei Penig durchsetzen ebenfalls viele, oft nur fingerdicke Granitgänge den Granulit. v. Cotta berichtet auch, dass der Granulit von Rosswein und Hainichen fast überall von Granitadern der verschiedensten Mächtigkeit (von wenigen Zoll bis einigen hundert Fuss) durchdrungen ist, welche sehr oft die scharf abschneidenden Granulitlagen umbiegen. In einem Steinbruch zwischen Burgstädt und der Höllenmühle umschliesst der Granit scharfrandige, deutlich abgegrenzte Bruchstücke von Granulit und Gneiss; solche grössere cordieritführende Gneissblöcke sind häufig dem Granit eingesenkt, so z. B. in dem Granitsteinbruch der Commune zu Mittweida (ehemals Fischer) hinter dem Gasthaus zur Stadt Chemnitz.

In dieser Granulitpartie erscheinen zahlreiche Serpentinstöcke, z. B. bei Waldheim und Greifendorf im Norden, bei Callenberg im Süden (vgl. I. S. 327). Gabbro bildet ebenfalls mehrere Ablagerungen, darunter die grösste an der Grenze bei Rosswein im Nordosten, Hypersthenit einen Stock hinter der Höllenmühle auf dem Wege von Burgstädt nach Penig. Südlich von dieser grossen Granulitellipse

finden sich inmitten des Glimmerschiefers bei Tirschheim und Lobsdorf noch zwei ganz kleine Granulitpartieen.

In Böhmen treten südwestlich und westlich von Budweis, bei Krumau, Prachatitz und Christianberg drei abgeschlossene grössere Granulitpartieen neben mehrern kleinern auf, deren Verhältnisse durch v. Hochstetter sehr eingehend beschrieben worden sind (Jahrb. der kk. geol. Reichsanst. 1854. 1—67). Granit und Gneiss kommen im Granulitgebirge in so inniger Verbindung und in so allmählichen Uebergängen ineinander und in dem Granulit vor, dass es unmöglich wird, sie mit scharfen Grenzen zu trennen; Serpentine bilden regelmässige sich wieder auskeilende Lager oder Lagerstöcke theils auf den Grenzen des Granulit und diesen unterteufend, theils im Granulit selbst eingeschichtet. Auch im Thal der Eger in der Umgegend von Warta zwischen Dömitz und Wotsch in Böhmen erhebt sich am nördlichen Ufer pfeilerförmig abgesonderter Granulit in hohen Felsmassen und wird von fünf mächtigen Basaltgängen durchsetzt; gleichfalls noch weiter ostwärts tritt er, beinahe überall Granat und Cyanitkörner führend zwischen Klösterle und Kaden und östlich von letzterer Stadt an beiden Egerufern zu Tage. Bei Aschaffenburg bildet nach Kittel der Granulit regelmässige Einschichtungen im Gneiss. Dasselbe ist mit den niederösterreichischen Granuliten von Gloggnitz, Göttweih und Krems der Fall (Czjzek, Jahrb. der geol. Reichsanst. 1853. 266). Bei Namiest in Mähren. In Schlesien nach Gerhard (Taschenbuch f. Miner. 1822. 547).

Senft fand am Ebersberge zwei Stunden östlich von Eisenach einen mächtigen Gang eines weissen glimmerhaltigen Granulitgesteins im Glimmerschiefer, theilweise von der Zechsteinformation überlagert.

In den Vogesen machte zuerst 1809 Riesseissen (Leonhards Taschenb. f. Min. 1811. 379) auf das Vorkommen von Granulit aufmerksam; dort tritt zwischen Remiremont, Gérardmer, Bruyères, Docelles und Éloyes eine ausgedehnte Granulitbildung auf, welche sowohl mit Gneiss als mit Granit in innigem Verbande steht, und deren genauere Kenntniss man Élie de Beaumont, Rozet, Hogard und Ernset Puton verdankt. Der Granulit von weissen, graulichen und röthlichen Farben, mit spärlichem Glimmer und meistens vielen kleinen Granaten, geht einerseits in einen kleinkörnigen Granit, andererseits, indessen seltener durch reichlichere Aufnahme von Glim-

mer in Gneiss über (z. B. bei Ste. Marie-aux-mines), welcher überall auf dem Granulit liegt. Dennoch soll der Granulit Fragmente von Gneiss enthalten, wie sowohl Rozet als Puton ausdrücklich hervorheben. Eine grobkörnigere porphyrartige Varietät des Vogesengranit wird nach Élie de Beaumont bei Barr von Gängen eines röthlichen Granulit durchsetzt. Rozet erwähnt auch Granulitgänge im Gneiss, umgekehrt setzen nach den Angaben von Puton im Granulit Gänge sowohl eines grobkörnigen, oft turmalinführenden, als des zuvor angeführten feinkörnigen Granit auf, welcher eng mit ihm verbunden ist. Bei Ranfaing fand Puton pinithaltigen Granulit. Wie in Sachsen, so treten auch in den Vogesen die Serpentine z. Theil als mächtige Gänge gerade im Granulitgebiet auf. Der Granulit wird von den französischen Geologen unter dem Namen Leptynite aufgeführt.

In der Umgegend von Lyon geht am Wege von Condrieux nach Rive de Gier der Granulit einerseits in Granit, andererseits in Gneiss über, welcher im weitern Verlauf des Gierthals sich in Glimmerschiefer umändert, so dass wenigstens, was letztere Uebergänge betrifft, hier vielleicht ähnliche Verhältnisse obwalten könnten, wie in der sächsischen Granulitpartie. Bei dem Orte de Champagnes sollen Granit- und Granulitgänge in den Gneiss hineinsetzen; merkwürdig ist die Beobachtung Rozets, welcher zwischen des Hayes und Condrieux einen Granulitgang sah, der den Gneiss durchsetzte und sich über demselben ausbreitete.

Naumann bemerkte im Grünsteinschiefer von Gulfjeld in der Gegend von Bergen in Norwegen Gänge und Lagergänge eines Granulit (Beiträge zur Kenntniss Norwegens I. 146); es ist derjenige, welchen Hjortdahl später untersuchte (vgl. oben IV).

Granulit Sachsens. Geognost. Beschr. des Kgrchs. Sachsen, v. Cotta u. Naumann, Heft I. 1—49; Heft II. 1—57. Karstens Archiv VI. 1833. 277; vgl. auch Jahrb. d. geol. Reichsanst. VII. 1856. 766.

v. Hochstetter, Gr. im Böhmerwald, Jahrb. der geol. Reichsanst. V. 1854. 2.

Gümbel, Gr. der Oberpfalz. Correspondenzbl. des z.-m. Ver in Regensburg 1854. 7.

Czjzek, Gr. von Mölk in Niederösterreich, Jahrb. der geol. Reichsanst. IV. 1853. 268.

v. Cotta, Granitgänge im Gr., Neues Jahrb. für Min. 1851. 573.

Hogard, Mém. sur le gisement des roches des Vosges, Bull. de la soc. d'émulation d. Vosges. 1829.

Paralleltextur oder Streckung des Gneiss verwandt zu sein. Man bezeichnet derlei Gesteine als Falten glimmerschiefer oder gefältelte Glimmerschiefer.

Lagenglimmerschiefer nennt man denjenigen dickschieferigen Glimmerschiefer, in welchem Glimmer und Quarz sich in einzelne Lagen gesondert haben: auf dem Querbruch bieten sich dünne geschieferte Glimmerlagen abwechselnd mit Lagen von feinkörnigem Quarz dar. Dadurch wird eine gebänderte Textur hervorgebracht und diese Gesteine, welche sich z. B. ausgezeichnet bei Eger in Böhmen, zwischen Korbach und Gefrees im Fichtelgebirge finden, lassen sich in ziemlich vollkommene Platten spalten. Werden die Glimmerlagen dünner und verschwinden sie zuletzt gänzlich, so gehen diese Gesteine in Quarzschiefer über. Selten ist im Glimmerschiefer der Quarz wie im Gneiss zu stengelförmigen Leisten ausgezogen, welche dann meist parallel gelagert sind; solche Gesteine hat man als gestreckte Glimmerschiefer oder Holzglimmerschiefer bezeichnet.

An accessorischen Gemengtheilen ist der Glimmerschiefer reich, unter denen vor allen der Granat zu erwähnen ist, welcher eine so charakteristische Beimengung fast der meisten Glimmerschiefer bildet, dass er beinahe die Rolle eines wesentlichen Gemengtheils spielt. Er ist meist braun oder blutroth und erscheint in einzelnen isolirten Körnern, oder scharf ausgebildeten Rhombendodekaedern, welche oft einen Durchmesser von zwei Zoll erreichen, seltener in Form von Leucitoedern. Andererseits sind oft kaum sichtbare Granatkörnchen dem Glimmerschiefer beigemengt. In den Glimmerschiefern der Alpen (am Simplon, im Zillerthal und Passeyerthal in Tyrol, bei Kowald in Steiermark) ist der Granat sehr häufig, in denjenigen des Thüringerwaldes selten, in ausserordentlich zahlreicher Menge am Tillen- und Lindenberg im Egerer Kreise in Böhmen. Im Tatragebirge der Karpathen, namentlich am Fusse des Krivan, am Jauersberg bei Glatz. Bei Fahlun in Schweden erscheinen zerbrochene Rhombendodekaeder von Granat, deren Bruchstücke gegen einander verschoben sind. In den Glimmerschiefern der Pyrenäen, Schottlands und Irlands ist der Granat verhältnissmässig selten. Auch in der Nähe der Granatkrystalle zeigen die Glimmerblätter bisweilen seltsame Windungen und Stauchungen. An diesem Mineral sehr reiche Glimmerschiefer pflegt man Granaten-

so schwellen die Körner wohl zu grössern platten Linsen an, welche sich nicht selten der Breite nach zu dünnen parallelen Lagen ausdehnen und diese Quarzlagen finden sich bisweilen mit Glimmerlamellen durchwachsen, welche eine abweichende Lage haben. Manchmal nehmen diese Quarzlinsen und Quarzlagen so an Zahl zu, dass sie nur durch dünne Membranen feinvertheilter Glimmerblättchen von einander getrennt erscheinen. In den quarzarmen und glimmerreichen Varietäten kommen oft die kleinen Quarzkörnchen, welche versteckt zwischen den Glimmerlamellen liegen, selbst auf dem Querbruch nicht deutlich zum Vorschein.

Die Textur des Glimmerschiefers ist mehr oder weniger vollkommen schieferig und zwar entweder dick- oder dünnschieferig. In den quarzarmen Glimmerschiefern ist im Allgemeinen die Schieferung vollkommener ausgebildet als in den quarzreichen. Jene zum grössten Theil aus Glimmer bestehenden Schiefer zeigen eine deutlichere Schieferung, wenn die Glimmerschuppen zu zusammenhängenden Membranen verwebt sind, minder vollkommen schieferig sind die schuppigen Glimmerschiefer, in welchen der Glimmer isolirte Schuppen und Blättchen bildet, die nicht immer wie jene Membranen eine untereinander parallele, sondern zum Theil ordnungslose Lage besitzen. Die Glimmerschiefer, welche grössere Quarzausscheidungen enthalen, sind oft sehr undeutlich schieferig, indem die häufig ausgedehnten Glimmermembranen sich wellenförmig um den Quarz herumwinden oder gestaucht, geknickt und gebogen erscheinen. Es sind das verworren-schieferige Glimmerschiefer, welche auch, wenn der Quarz in Form von Wülsten auftritt, Wulstglimmerschiefer genannt werden.

Die Farbe des Glimmerschiefers, hauptsächlich durch den Glimmer bedingt, ist meist hell, grau, zumal grünlichgrau und gelblichgrau, mitunter gelbgrün und es fehlen auch nicht braunschwarze Glimmerschiefer, in denen der Magnesiaglimmer auftritt. Auf den durch den Glimmer glänzend erscheinenden Spaltungsflächen der Glimmerschiefer, namentlich der quarzarmen, deutlich schieferigen, in welchen die Glimmerschuppen zu Membranen verwebt sind, zeigt sich nicht selten eine oft sehr zarte ausgezeichnete parallele Streifung oder Fältelung. Diese Erscheinung, welche sich auf allen Spaltungsflächen eines solchen Gesteins wiederholt, scheint, wie man mit Naumann annehmen kann, mit der linearen

Paralleltextur oder Streckung des Gneiss verwandt zu sein. Man bezeichnet derlei Gesteine als Faltenglimmerschiefer oder gefältelte Glimmerschiefer.

Lagenglimmerschiefer nennt man denjenigen dickschieferigen Glimmerschiefer, in welchem Glimmer und Quarz sich in einzelne Lagen gesondert haben: auf dem Querbruch bieten sich dünne geschieferte Glimmerlagen abwechselnd mit Lagen von feinkörnigem Quarz dar. Dadurch wird eine gebänderte Textur hervorgebracht und diese Gesteine, welche sich z. B. ausgezeichnet bei Eger in Böhmen, zwischen Korbach und Gefrees im Fichtelgebirge finden, lassen sich in ziemlich vollkommene Platten spalten. Werden die Glimmerlagen dünner und verschwinden sie zuletzt gänzlich, so gehen diese Gesteine in Quarzschiefer über. Selten ist im Glimmerschiefer der Quarz wie im Gneiss zu stengelförmigen Leisten ausgezogen, welche dann meist parallel gelagert sind; solche Gesteine hat man als gestreckte Glimmerschiefer oder Holzglimmerschiefer bezeichnet.

An accessorischen Gemengtheilen ist der Glimmerschiefer reich, unter denen vor allen der Granat zu erwähnen ist, welcher eine so charakteristische Beimengung fast der meisten Glimmerschiefer bildet, dass er beinahe die Rolle eines wesentlichen Gemengtheils spielt. Er ist meist braun oder blutroth und erscheint in einzelnen isolirten Körnern, oder scharf ausgebildeten Rhombendodekaedern, welche oft einen Durchmesser von zwei Zoll erreichen, seltener in Form von Leucitoedern. Andererseits sind oft kaum sichtbare Granatkörnchen dem Glimmerschiefer beigemengt. In den Glimmerschiefern der Alpen (am Simplon, im Zillerthal und Passeyerthal in Tyrol, bei Kowald in Steiermark) ist der Granat sehr häufig, in denjenigen des Thüringerwaldes selten, in ausserordentlich zahlreicher Menge am Tillen- und Lindenberg im Egerer Kreise in Böhmen. Im Tatragebirge der Karpathen, namentlich am Fusse des Krivan, am Jauersberg bei Glatz. Bei Fahlun in Schweden erscheinen zerbrochene Rhombendodekaeder von Granat, deren Bruchstücke gegen einander verschoben sind. In den Glimmerschiefern der Pyrenäen, Schottlands und Irlands ist der Granat verhältnissmässig selten. Auch in der Nähe der Granatkrystalle zeigen die Glimmerblätter bisweilen seltsame Windungen und Stauchungen. An diesem Mineral sehr reiche Glimmerschiefer pflegt man Granaten-

glimmerschiefer zu nennen. Schwarzer oder dunkelbrauner Turmalin in Nadeln oder Säulen, die oft büschel- oder strahlenförmig gruppirt sind, tritt vorzugsweise in dem sehr glimmerreichen und schuppigen Glimmerschiefer auf: Zillerthal; St. Gotthardt; Kahlgrund im Spessart; Jauersberg bei Glatz; Côte de Piriac (Dép. der untern Loire); Karosulik in Grönland; Haddam und Lancs Mine, Monroe in Connecticut. Häufig ist Feldspath, wodurch der Uebergang in Gneiss vermittelt wird und dessen scharf hervortretende Krystalle den Glimmerschiefer porphyrartig machen, wie z. B. ausgezeichnet an der Strasse zwischen Baud und Lominé in der Bretagne. Schwarze Hornblende, deren Nadeln bisweilen zu Büscheln zusammengruppirt sind: Salzburger Alpen, Val Canaria am St. Gotthardt, Oberwiesenthal im Erzgebirge, zwischen Goldmühl und Brandholz bei Berneck im Fichtelgebirge, an den Sommerleiten bei Baireuth, Kamm unfern Kötznich in Bayern, Pressnitz in Böhmen, Hackelberg in Schlesien, in der schottischen Grafschaft Perth, am Sneehättan in Norwegen. Anthophyllit und Strahlstein gleichfalls an manchen Punkten. Staurolith und Cyanit ebenfalls sehr häufig. Andalusit findet sich sowohl eingewachsen im Glimmerschiefer als in Nestern von Quarz: Bodenmais und Herzogau in der Oberpfalz, Lisenz in Tyrol, Oberlindewiese in Schlesien. Am Gipfel des Cadeen und am Douce-Mountain in Irland nach Weaver und Fitton in ausserordentlich grosser Anzahl. Cordierit zu Hellsjö in Dalarne und Flugby in Småland nach Erdmann; bei Lindflid am Ufer des Ongsteens-Sees zwischen Bratsberg und Nedeness-Amt in Norwegen nach Forbes (Qu. journ. of the geol. soc. XI. 1855. 174). Epidot, hauptsächlich in quarzreichen Glimmerschiefern: Friedeberg in Schlesien, Chester, Windsor u. s. w. in Massachusetts, Milford in Connecticut. Grasgrüner oder blassgrüner Smaragd im braunen Glimmerschiefer des Heubachthals im Salzburgischen; Gebirge Zabara in Aegypten. Talk und Chlorit, in Blättchen dem Glimmerschiefer beigemengt, vermitteln den Uebergang in Talkschiefer und Chloritschiefer. Chiastolith in den Glimmerschiefern der Pyrenäen. Apatit: Snarum in Norwegen, Chesterfield in Massachusetts. Flussspath: Meffersdorf in Schlesien. Kalkspath und Bitterspath: Tyroler Alpen, Herold in Sachsen. Graphit, bisweilen so reichlich, dass der Glimmer und theilweise auch der Quarz verdrängt wird, so zwischen Elterlein

und Schwarzenberg in Sachsen; Seidenbach, Winkel, Culmbach im Odenwald, Grossklenau und Höfen bei Tirschenreuth im Fichtelgebirge; in der Schlucht zwischen dem Hospiz von Plan im spanischen Gistainthal und dem Port de la Pez (Pyrenäen) erscheint ein fast ganz quarzfreier Glimmerschiefer, der ein inniges Gemenge von Glimmer und Graphit darstellt; Huffiner im Wallis; Sneehättan in Norwegen. Eisenkies, Glimmerschiefer des Fichtelgebirges; Umgegend von Joachimsthal in Böhmen; Karlsbrunn in Schlesien; Realp im Ursernthal; Pehrsberg in Schweden, Stafford in Connecticut. Auch Magneteisen kommt in manchen Glimmerschiefern vor, z. B. Wessersdorf in Schlesien, Pöllau in Steiermark. Molybdänglanz bei Glatz in Schlesien, Haffasberg und Lindas in Schweden. Eisenglanz ebenfalls hier und da, verdrängt bisweilen den Glimmer, wofür Dufrénoy aus der Bretagne, Beudant aus Ungarn Beispiele anführen.

Unter den accessorischen Bestandmassen ist hauptsächlich der Quarz zu erwähnen, welcher wie schon angedeutet, vielfach Knoten, Knollen, Nester und Trümer bildet, zwischen denen die Glimmerblätter sehr häufig eine verworrene oder gewundene schieferige Textur besitzen. Manchmal sind die Quarzknoten förmlich geschiebeartig. L. v. Buch beobachtete solche Gebilde bei Küstad unweit Trondhjem (Reise durch Norwegen I. 219), Naumann am Skarhammer an der norwegischen Westküste (Beitr. z. Kenntn. Norwegens II. 138).

Durch das Ueberhandnehmen einiger von obigen accessorischen Gemengtheilen geht, indem diese allmählich den Glimmer verdrängen, der Glimmerschiefer in andere Gesteine über: so durch die gesteigerte Aufnahme

von Chlorit in Chloritschiefer
von Talk in Talkschiefer
von Feldspath in Gneiss
von Turmalin in Turmalinschiefer
von Hornblende in Hornblendeschiefer
von Graphit in Graphitschiefer
von Eisenglimmer in Eisenglimmerschiefer.

Der Uebergang von Glimmerschiefer in Gneiss ist nach Naumann sehr ausgezeichnet am Wege von Antonshütte nach Erlhammer in der Gegend von Schwarzenberg in Sachsen zu beobachten.

Einige von diesen Uebergangserscheinungen, wie z. B. die in Turmalinschiefer dürften wesentlich dem metamorphosirenden Einfluss benachbarter granitischer Ablagerungen zuzuschreiben sein. Wenn im Glimmerschiefergemenge der Quarz an Menge allmählich zu- und der Glimmer abnimmt, so wird der Uebergang in Quarzschiefer und Quarzfels vermittelt. In Thonglimmerschiefer verläuft der Glimmerschiefer dadurch, dass seine Gemengtheile nach und nach sich verkleinern, wodurch zuletzt ein kryptokrystallinisches Gestein entsteht. Die durch häufige Uebergänge mit einander verknüpften Gesteine Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer erweisen sich dadurch als zusammengehörige Glieder einer Reihe.

Die Mittelglieder bei den Uebergängen pflegt man nach dem neu eintretenden Mineral zu benennen, z. B. Talkglimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Graphitglimmerschiefer sind Glimmerschiefer mit Talk-, Chlorit-, Graphitbeimengung. Als Gneissglimmerschiefer bezeichnet man denjenigen, welcher etwas Feldspath enthält; solche Gneissglimmerschiefer finden sich vorzugsweise in der Nähe des Granit, z. B. im Egerer Kreis des böhmischen Erzgebirges nach Jokély.

An den eigentlichen Glimmerschiefer reihen sich noch einige sehr nahe verwandte Gesteine, welche nur als Abarten desselben zu betrachten sind:

Paragonitschiefer Schafhäutl's ist ein vorwiegend in den Alpen verbreiteter Glimmerschiefer, welcher anstatt des gewöhnlichen Glimmers den oben angeführten Paragonit oder auch Damourit enthält; dahin gehört z. B. der Cyanit- und Staurolithführende Schiefer vom St. Gotthardt.

Amphilogitschiefer nannte Schafhäutl den grünlichweissen, feinschuppigen etwas fettig anzufühlenden Glimmerschiefer des Zillerthales in Tyrol, welcher nur 40 pct. Kieselsäure enthält.

Das Gestein aus dem Puncha-Creek-Thal, westlich vom Pikes-Peak, Arkansas, welches J. Schiel Nacritid zu nennen vorschlug und das neben Quarz schwarzen und weissen Glimmer enthält, ist wahrscheinlich gleichfalls ein Glimmerschiefer; es ergab 73.07 Kieselsäure, 24.28 Thonerde u. Eisenoxyd, 0.33 Kalk, 0.37 Magnesia, 1.62 Alkalien.

Der Kalkglimmerschiefer, ein Gestein hauptsächlich aus körnigem Kalk und Glimmer, meist auch etwas Quarz bestehend, sei seiner Bedeutung wegen später noch besonders erwähnt.

Indem bald der Quarz, bald der Glimmer überwiegt, kann die Zusammensetzung der Glimmerschiefer nur eine sehr schwankende sein.

I. Sehr quarzreicher Glimmerschiefer vom Monte Rosa in der Schweiz. Zulkowsky Sitzgsber. der Wiener Akad. XXXIV. 1859. 41.

II. Glimmerschiefer vom Vispufer bei Zermatt mit überwiegendem weissem Quarz, auf den Schieferungsflächen grünlichweisser Glimmer. Bunsen Mittheilung an Roth 1861.

III. Grauer, granatenführender, körnigschuppiger Glimmerschiefer mit etwas Feldspath von Brixen in Tyrol. Schönfeld und Roscoe, Annal. d. Chemie u. Pharm. XCI. 1854. 305. Spec. Gew. = 3.141.

IV. Sehr zartschuppiger Paragonitschiefer vom St. Gotthardt, unschmelzbar, von Säuren nicht angreifbar. Schafhäutl, Ann. d. Chem. u. Pharm. XLVI. 1843. 335. Spec. Gew. = 2.778.

V. Feinschuppiger Amphilogitschiefer aus dem Zillerthal. Schafhäutl, ebendas. 332. Spec. Gew. = 2.753.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	82.38	79.50	69.45	50.20	40.70
Thonerde	11.84	13.36	14.24	35.90	18.15
Eisenoxyd	—	2.87	—	2.36	5.25
Eisenoxydul	2.28	—	6.54	—	—
Kalk	—	0.71	2.66	—	22.74 $\dot{C}a\ddot{C}$
Magnesia	1.00	0.95	1.35	—	—
Kali	0.83	4.69	2.52	—	11.16
Natron	0.38	0.36	4.02	8.45	1.23
Wasser	0.77	0.78	0.52	2.45	0.60
	99.48	103.22	101.30	99.36	99.83

I enthält noch 0.19 Schwefelantimon und Spuren von Fluor.

Der Paragonitschiefer IV zeichnet sich durch seinen grossen Natrongehalt vor den übrigen aus, sowie durch seine beträchtliche Thonerdemenge. Bei III ist das hohe spec. Gewicht eigenthümlich in Anbetracht eines Kieselsäuregehaltes von fast 70 pct.

Stets ist der Glimmerschiefer mit einer ausgezeichneten Schichtung versehen, welche wohl fast immer der Schieferung parallel geht; die bei den Thonschiefern so häufige Erscheinung der sog. falschen oder discordanten Schieferung ist wenigstens noch von keinem Beobachter an Glimmerschiefern bemerkt worden. Bald

haben die Glimmerschieferschichten eine ebenflächige Ausdehnung, bald sind sie wellenförmig gebogen, zickzackartig geknickt und zeigen überhaupt nicht selten die unregelmässigsten Windungen und Faltungen.

Mit Naumann (Geognosie II. 145) kann man in der allgemeinen Architektur der Glimmerschieferschichten dreierlei Formen unterscheiden. Sehr häufig bildet der Glimmerschiefer mantelförmige Schichtensysteme, welche entweder kuppelförmige oder senkrecht aufgerichtete Gneissschichten bald allseitig bald theilweise umlagern, oder sich rings um einen Granitstock anlehnen. Eine seltene Erscheinung ist die bassinförmige Einlagerung von Glimmerschieferschichten. Keilhau gedenkt einiger Beispiele dieser Lagerungsform aus Norwegen, wo die Schichten des Glimmerschiefers in einer ganzen oder halben Gneissmulde eingelagert sind (am Goustafjeld und am Fuss des Jötunfjeld, des höchsten Punktes der skandinavischen Halbinsel (Gäea norvegica I. 439. 398). Als eine dritte Lagerungsform kann man die giebelförmige bezeichnen, bei welcher die Glimmerschieferschichten oft in sehr symmetrischer Weise dachförmig gestellt sind, indem sie meistens die äussere Umhüllung eines ebenso giebelförmig aufgebauten Gneissschichtensystems bilden. Nach aussen hin haben diese Glimmerschieferschichten häufig eine immer flachere Lage, und gehen nicht selten in unzweifelhaft sedimentäre Schichtensysteme über, welche sich ihnen in vollständig concordanter Lagerung anschliessen. Credner beschreibt in seiner Abhandlung über die Salzburger und Oberkärnthner Alpen (Neues Jahrb. f. Min. 1850. 513 — 574) ein sehr grossartiges giebelförmiges Schichtensystem dieser Art: in der Richtung von Ost nach West streichend bildet ein so gebautes System von Granitgneiss die Gebirgsaxe, auf deren Nord- und Südseite sich dachartig gestellte Schieferschichten finden, welche in drei Hauptglieder zerfallen, indem zunächst auf den Gneiss Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer, dann grüner Chloritschiefer folgt und als drittes Glied wiederum Glimmerthonschiefer und Kalkthonschiefer diesen überlagert; auf der Nordseite fallen sie steil nach Norden, auf der Südseite steil nach Süden, während die innersten Gneissschichten senkrecht stehen.

Credner erwähnt in seiner werthvollen Abhandlung auch zweier Beispiele aus Oberkärnthen, wo der Glimmerschiefer als gangbilden-

des Gestein auftritt, eine höchst seltene Erscheinung. Im Drauthal durchschneidet auf der Höhe des Fahlkofels bei Lengholz ein bis 3 Fuss mächtiger Gang von Glimmerschiefer unter einem bedeutenden Winkel die Glimmerschieferschichten. Die Gangmasse ist ganz ähnlich der des Nebengesteins, die Schieferung des Ganglimmerschiefers der Gangebene parallel, ein schwarzer, Bleiglanz und Eisenkies führender Schieferthon bildet einen deutlichen Besteg. Oberhalb Schwaig bei Spital setzt ein anderer 3 — 4 Fuss mächtiger Glimmerschiefergang mit 60° nach Süden fallend, im Glimmerschiefer auf, dessen Schichten mit 25° nach Südwesten geneigt sind; der Gang ist im Liegenden mit Magnetkies imprägnirt.

Ungemein reich ist der Glimmerschiefer an untergeordneten Einlagerungen von krystallinischen Silicatgesteinen, Haloidgesteinen und mancherlei Erzen, von denen zahlreiche eine bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit gewinnen. Vor allem sind hier Einlagerungen von Chloritschiefer, Talkschiefer und Gneiss im Glimmerschiefer zu erwähnen, wie sie vielorts bekannt sind (vgl. Chloritschiefer und Talkschiefer). Das Hauptvorkommen der Quarzite und Quarzschiefer findet im Glimmerschiefer statt (I. 280). In Norwegen, in Schottland, in Böhmen, im sächsischen Voigtlande, im spanischen Estremadura, im Ural finden sich im Glimmerschiefer unzählige Schichtenzonen von meist sehr deutlich krystallinischem, bald ganz reinem, bald etwas glimmerhaltigem Quarzit, welche bisweilen eine Längenerstreckung von mehrern Meilen und eine Mächtigkeit von vielen tausend Fuss besitzen, oft aber auch nur als dünnere Schichten und weniger ausgedehnte Lagerstöcke eingeschaltet sind.

Auch Kalksteine und zwar meist von weisser Farbe und sehr krystallinischer Beschaffenheit sind sehr häufig dem Glimmerschiefer eingelagert; dabei sind oft mehrere solcher Kalksteinlager oder Kalksteinstöcke gruppenweise zusammengehäuft oder zu Reihen angeordnet. Mit zahlreichen accessorischen Gemengtheilen sind sie durchsprengt, z. B. mit Glimmer, Hornblende, Quarz, Talk, Chlorit, Granat, Serpentin, Asbest, Eisenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Graphit. Durch die Beimengung von Glimmer in ihnen wird der Cipollin, durch die von Serpentin der Ophicalcit hervorgebracht (I. 199). Unter den zahllosen Vorkommnissen solcher Kalksteine seien nur die Lager im Glimmerschiefer des Fichtelgebirges erwähnt, welche von

Höhenberg über Thiersheim bis über Wunsiedel hinaus einen nur wenig unterbrochenen Zug von fast 4 Meilen Länge zusammensetzen, sowie die Kette von Kalksteinlagern, welche sich nach Hitchcock auf dem nordwestlichen Abfall der Alleghannys von Canada bis nach Alabama hinzieht (Americ. Journ. of sc. a. arts. 1841. 240). Die Kalksteinlager des Fichtelgebirgs bestehen zum grossen Theil aus Dolomit; nach Nauck bildet der Dolomit bei Sinnatengrün eine Hülle um den Kalkstein (Poggend. Ann. LXXV. 134). Lager und Stöcke von Dolomit sind auch an andern Orten im Glimmerschiefer bekannt; so bei Lengefeld im Erzgebirge, im Heidelbachthal unweit Wolkenstein in Sachsen (nach Naumann), im Glimmerschiefer Schlesiens (I. 239). Bei Reichenstein findet sich im Glimmerschiefer ein Dolomitlager, mit welchem der an Arseneisen reiche Serpentin verbunden ist. Die zuckerkörnigen, oft schneeweissen Dolomite des Binnenthals und von Campo longo in den Schweizer Alpen (mit ihren zahlreichen Mineralien, Braunspath, Schwerspath, Grammatit, Vesuvian, Turmalin, Korund, Diaspor, Rutil, Skleroklas, Dufrenoysit, Eisenkies, Zinkblende, Realgar, Auripigment) kommen im Glimmerschiefer (z. Th. auch im Gneiss) vor. Ueber die Gypseinlagerungen im Glimmerschiefer vgl. I. 262.

Einlagerungen von Kieselschiefer sind gleichfalls im Glimmerschiefer, indess selten, bekannt. v. Cotta beschreibt eine solche in der südlichen Bukowina (Neues Jahrb. f. Min. 1857. 451). Hornblendeschiefer erscheinen nicht selten als Einlagerung im Glimmerschiefer, so z. B. in dem Glimmerschiefer Schlesiens bei Ober- und Niederhaselbach, Schreibendorf, Neuwaltersdorf, zwischen Jänowitz und Rudolstadt, nach L. v. Buch auch bei Landeck (I. 307), bei Kongsberg in Norwegen. Die Serpentine von Dobschau in Ungarn liegen nach Beudant im Gebiet des Glimmerschiefers. Auf der Insel Naxos, auf Samos und bei Magnesia in Kleinasien enthält der dem Glimmerschiefer eingelagerte Kalkstein Smirgellager (I. 310). Graphitlager im Glimmerschiefer haben sich an mehrern Orten gefunden, z. B. im Glimmerschiefer Mährens, Niederschlesiens und der Grafschaft Glatz nach Zobel (Neues Jahrb. f. Min. 1854. 724). Sowohl im Gneiss als im Glimmerschiefer lagern die berühmten Graphite von Passau. Mächtigere Graphitlager umschliesst der Glimmerschiefer Nordamericas bei St. John in Neubraunschweig (Americ. Journ. of sc. (2) XIV. 280) und bei Worcester, westlich

von Boston; hier beherbergt auch der Glimmerschiefer Anthracit mit den gewöhnlichsten Steinkohlenpflanzen (ebend. 1844. XLVII. 214).

In grosser Reichhaltigkeit sind dem Glimmerschiefer Erzlager eingeschaltet. Brauneisensteinlager im Glimmerschiefer sind von sehr vielen Punkten bekannt, z. B. bei Scheibenberg in Sachsen, bei Bourbon in der Vendée, im südlichen Ural; Rotheisenerz, Eisenglanz, Magneteisenerz bilden ebenfalls häufig Lager im Glimmerschiefer (vgl. I. 336; 350). Die in dem Glimmerschiefer eingeschalteten Kalksteinlager sind sehr häufig, und zwar meist an ihrem Hangenden mit Brauneisenstein vergesellschaftet, welcher wohl in sehr vielen Fällen als ein Umwandlungsproduct aus früherm Eisenspath betrachtet werden muss (vgl. I. 345). In vielfacher Beziehung merkwürdig sind die dem Glimmerschiefer untergeordneten Lagerstätten von Breitenbrunn und Schwarzenberg in Sachsen, welche im Liegenden hauptsächlich aus Magneteisen, Magnetkies, Arsenkies, Eisenkies, Kupferkies, Zinkblende, vergesellschaftet mit Granat, Vesuvian, Augit, Pistacit, Axinit, Turmalin, Kalkspath, Braunspath, Apatit, Glimmer, Talk, Zinnstein bestehen, im Hangenden aus Hornstein, Hornblende, Strahlstein, Glimmer und Chlorit; einige dieser Lager werden auch von Kalksteinen und Dolomiten begleitet (vgl. v. Cotta, geogn. Beschr. d. Kgrchs. Sachsen, Heft II. 219 ff). Andere Lager, welche aus ähnlichen Associationen von Erzen und Silicaten bestehen, kennt man bei Rudolstadt und Kupferberg in Schlesien, auf der Insel Elba (mit Strahlstein, Eisenkies, Arsenkies, Hornblende, Lievrit), bei Collobrières zwischen Hyères und Frejus, ferner gehören hierher die Kupfererzlagerstätten von Libethen, Rosenau, Schmöllnitz und Göllnitz in Ungarn, die Quecksilberlagerstätten von Szlana im Gömörer Comitate, das Lager von silberhaltigem Bleiglanz von Bergstadt in Oberschlesien. Auch der Blei- und Eisenerzstock von Kirlibaba bei Jakobeni in der Bukowina liegt im Glimmerschiefer.

Wo, wie dies sehr häufig der Fall ist, Glimmerschiefer, Glimmerthonschiefer (»Urthonschiefer«) und Gneiss mit einander vorkommen, da lässt sich wohl die alte, schon von Werner erkannte Regel auch jetzt noch festhalten, dass der Gneiss die untere, der Glimmerschiefer die mittlere, der Glimmerthonschiefer die obere Stelle in der Lagerung einnehme. Man hat diese gesetzliche Lagerungsfolge an sehr vielen Terrains nachzuweisen vermocht, wenn

auch hier und da das eine oder andere Glied dieser »Urgebirgstrias«, wie sie v. Hochstetter passend nennt, ausgefallen ist, wenn auch stellenweise Wiederholungen und Wechsellagerungen zweier Glieder erscheinen, und der Glimmerthonschiefer bisweilen durch Talk- oder Chloritschiefer vertreten ist. Wenn daher Gneiss und Glimmerschiefer mit einander vereinigt sind, so bildet in einem horizontalen oder einfach geneigten Schichtensystem der Glimmerschiefer die Decke des Gneiss, in einem dachförmig gebogenen dagegen die äussern Schichten oder den Mantel um den centralen Gneiss.

So ist der Glimmerschiefer in den Oberkärnthner und Salzburger Alpen mit dem Gneiss verbunden und setzt in der Regel die Gehänge der Kette der Centralmasse zusammen, während der Kamm derselben aus Gneiss besteht. Im Erzgebirge, in dessen westlichem Theile er seine grösste Entwicklung findet, umgibt er, wie ein Blick auf die geognostische Karte lehrt, die Ablagerungen von Gneiss, Granit und auch von Granulit und unterteuft selbst den Thonschiefer, welcher ihn wie ein Mantel umhüllt und in welchen er allmählich übergeht.

Im Thüringer Wald umschliesst er im nordwestlichen Theile die Gneissgranitinsel von Ruhla und wird nordwestlich und nördlich vom Rothliegenden und vom Zechstein der Eisenacher Umgebung bedeckt (Senft). In den Sudeten, im Riesengebirge, in der Grafschaft Glatz und in dem mährischen Gebirge gewinnt der Glimmerschiefer eine sehr grosse Ausdehnung.

In Spanien wird u. a. die Sierra Nevada fast ausschliesslich aus Glimmerschiefer zusammengesetzt; er formt den Kern des Gebirges und den erhabensten Gipfel, den Cumbre de Mulhacen. Glimmerschiefer bildet in Schottland den grössten Theil des Landes, welches nördlich von einer Linie liegt, die man von Stonehaven nach der Insel Arran zieht. Mit Ausnahme der Lofodden und der äussersten Westküste besteht in Norwegen der ganze Landstrich von 67°—70° n. Br. aus Glimmerschiefer. Ebenso herrscht im südlichen Theil der Uralkette der Glimmerschiefer, welcher zwischen Miask und Slatoust sowohl die Kette des eigentlichen Ural, als auch die Kette des Iremel, der Urenga, des Taganai und der Jurma bildet.

In den südamericanischen Cordilleren tritt er nach A. v. Hum-

boldt namentlich mächtig in den südlich vom Aequator gelegenen Länderstrecken auf.

Während die meisten dieser Glimmerschieferablagerungen solche sind, welche die jedesmaligen untersten klastischen Sedimentärschichten unterteufen, gibt es jedoch wie beim Gneiss, so auch beim Glimmerschiefer Bildungen, welche auf sedimentären Schichten aufruhen. Bei Betrachtung solcher Gneissvorkommnisse ist bereits bemerkt worden, dass bei einigen derselben Glimmerschiefer in inniger Verbindung oder Wechsellagerung mit dem Gneiss auftritt und seine Auflagerungsweise vollständig theilt, so bei dem Gneissdistrict von Münchberg im Fichtelgebirge, bei den die skandinavischen Uebergangsschichten bedeckenden Gneissen (vgl. S. 437). Merkwürdige Verhältnisse finden bei Schönau unweit Zwickau statt, wo über den Schichten der Wildenfelser Uebergangsformation Grünstein und flaseriger Hornblendeschiefer abgelagert ist, welcher allmählich in Glimmerschiefer übergeht (Vgl. Naumann, Neues Jahrb. f. Min. 1851. 514 und Geogn. Beschr. des Kgr. Sachsen II. 308).

In den Alpen hat der Glimmerschiefer mit dem Gneiss das eigenthümliche Auftreten zwischen oder über Kalksteinen gemeinsam, welche nicht älter als Lias sind. Man kennt dort Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer, welche entschieden metamorphischer Entstehung sind, indem sie unzweifelhafte Fossilreste enthalten, z. B. Belemniten am Nufenen Pass zwischen dem oberen Wallis und Tessin.

Glimmerschiefer von Brixen in Tyrol. Schönfeld und Roscoe, Ann. der Chem. u. Pharm. 1854. XCI. 305.

Glimmersch. vom Monte Rosa in der Schweiz. Zulkowski, Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1859. 34. u. 41.

Glimmersch. von Skworetitz in Böhmen, K. v. Hauer, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1855. VI. 704.

Glimmersch. von Näsodden bei Christiania, Kjerulf, Nyt magaz. f. naturvidensk. 1855. VIII. 173.

Glimmersch. von Bräunsdorf, Orawitza, d. Zillerthal, Libethen u. s. w., G. Bischof u. Th. Kjerulf, chem. u. phys. Geol. (I. Aufl.) II 1443 ff. (II. Aufl.) III. 218.

Paragonitschiefer und Amphilogitschiefer, Schafhäutl, Ann. d. Chem. u. Pharmacie. 1843. XLVI. 332. 335; Schönfeld u. Roscoe ebds. 1854. XCI. 305.

Nacritid, J. Schiel, Annalen d. Chem. u. Pharm. 1857. CIII. 119.

Glimmersch. des südl. Böhmerwalds, v. Hochstetter, Jahrb. d. geol. Reichsanst. VI. 1855. 32.

Glimmersch. der Oberkärnthner u. Salzburger Alpen, Credner, Neues Jahrb. f. Min. 1850. 517 ff.
Glimmersch. des Ural, G. Rose, Reise nach dem Ural II. 533.

Kalkglimmerschiefer.

(Blauschiefer v. Holger, Cipollin z. Th., Schiste micacé calcaire Sauss.)

Es erübrigt noch, dem Glimmerschiefer den Kalkglimmerschiefer anzureihen. Kalk und Quarz bilden bei diesem Gestein eine körnige Grundmasse, in welcher parallel liegende Schuppen, Flasern und Membranen von bläulichgrauem oder silberweissem Glimmer vertheilt sind, wodurch eine meist sehr vollkommene dick- oder dünnschieferige Textur hervorgebracht wird, die stets ausgezeichneter ist als sie der eigentliche Cipollin zeigt. Der Quarz ist oft nur in sehr geringer Menge vorhanden und es besteht alsdann das Gestein fast ausschliesslich aus körnigem Kalk und Glimmer. v. Cotta betrachtet die Kalkglimmerschiefer als hervorgebracht durch eine vielfache dünne Wechsellagerung von körnigem Kalkstein und Glimmerschiefer (Gesteinslehre 1862. 178). Das Verhältniss des Kalks zum Glimmer ist ein sehr wechselndes, so dass allgemein das Gestein zwischen Kalkstein oder glimmerhaltigem Kalkstein und Glimmerschiefer schwankt. Je kalkreicher es ist, desto mehr scheint der Quarz zurückzutreten. Früher verwechselte man das Gestein häufig mit Glimmerschiefer, wahrscheinlich, weil auf den Spaltungsflächen der Glimmer fast allein hervortritt.

v. Holger fand in Kalkglimmerschiefern aus dem Kreise ob dem Manhartsberge bald 12 bald 81 pct. Kalk, Hitchcock bestimmte für Kalkglimmerschiefer aus Massachusetts einen Kalkspathgehalt von 40—78 pct. Ein Kalkglimmerschiefer von Prettau im tyroler Pusterthal ergab nach A. v. Hubert 48.00 Kieselsäure; 13.58 Thonerde; 4.87 Eisenoxyd; 2.67 Manganoxyduloxyd; 2.00 Kali; 1.07 Natron; 1.73 Wasser; 22.67 kohlensauren Kalk; 3.20 kohlensaure Magnesia; auch Chlor und Phosphorsäure (99.74) (Jahrb. der geol. Reichsanst. I. 1850. 733); nach Trinker ist das spec. Gewicht dieses Gesteins 2.814. Das Gestein braust natürlicherweise lebhaft mit Säuren und löst sich mit Hinterlassung eines glimmerigen, auch wohl quarzigen Rückstandes. Anstatt des Glimmers treten häufig Blättchen und Schuppen von grünlichem Talk auf, es entstehen dann die sog. Kalktalkschiefer (Talkflysch z. Th.

Studer). Granat, Titanit, Turmalin, Hornblende, Graphit, Magneteisen sind accessorische Beimengungen, welche hier und da in den Kalkglimmerschiefern vorkommen.

Diese Gesteine, welche stets eine deutliche Schichtung offenbaren und einerseits in körnigen Kalk, andererseits in Glimmerschiefer und Talkschiefer übergehen, treten namentlich in den Alpen in mächtiger Entwicklung und weiter Verbreitung auf, wo sie Einlagerungen zwischen Glimmerschiefer, Gneiss und Chloritschiefer bilden. In der Tauernkette (z. B. in der Umgebung des Grossglockner) in den österreichischen Alpen erscheint der Kalkglimmerschiefer vergesellschaftet mit den erwähnten Gesteinen in ausgedehnten Ablagerungen, reicht im Süden bis an die Drau und zeigt sich auch im Kapruner und Kalser Thal, im Fusch- und Pfitschthal verbreitet. v. Holger wies den von ihm seltsamer Weise als Blauschiefer bezeichneten Kalkglimmerschiefer im Kreise ob dem Manhartsberge in Oesterreich nach. In den savoyischen Centralalpen erstrecken sich die Kalkglimmerschiefer und Kalktalkschiefer unter ähnlichen Verbandverhältnissen vom Mont Cenis an nördlich am Mont Blanc vorbei bis nach Martigny zu und setzen dann südlich von der Rhone grösstentheils die mächtigen walliser, weiterhin auch die graubündtner Alpen zusammen. Schon früh (1833) hatte Hitchcock diese Gesteine in den Glimmerschiefergebirgen am westlichen Ufer des Connecticut in Massachusetts aufgefunden.

Saussure charakterisirte das Gestein zuerst unter dem Namen Schiste micacé calcaire. Voyages dans les Alpes § 996 und § 1234.
Russegger, Baumgartners Zeitschrift I. 1832. 363, beschrieb den Kalkglimmerschiefer aus dem Rauris als eine eigenthümliche Gneissvarietät.
Hitchcock, Report on the Geology of Massachusetts 1838. 305.
v. Holger, Zeitschrift für Physik von v. Holger. VII. 13.
Studer, Neues Jahrb. f. Mineral. 1840. 209.
v. Klipstein in Karstens u. v. Dechens Archiv XVI. 1842. 702.
Credner, Neues Jahrb. f. Mineral. 1850. 517.
Schlagintweit, Untersuchungen über d. physik. Geogr. d. Alpen. 1850. 229. 232.

Ein schieferiges Gemenge von feinkörnigem Dolomit mit Glimmerschüppchen, auch Quarzpartikelchen fand Scheerer auf einer Wanderung über den Lukmanier-Pass durch das Val Zura nach dem Val Blegno (Berg- u. hüttenm. Zeitg. 1855, Nro. 13. 111; auch

Neues Jahrb. f. Min. 1855. 468); es ist dies demnach ein Dolomitglimmerschiefer.

Eng an den Kalkglimmerschiefer schliesst sich an und sei deshalb auch hier erwähnt der Kalkthonschiefer (Flysch z. Th.). Er besteht aus feinkörnigem bis dichtem Kalk, in dessen Masse mehr oder minder zahlreiche dünne glänzende Häute eines blaugrauen Thonschiefers lagenweise vertheilt sind, welche oft solche Zartheit erreichen, dass sie auf den Spaltungsflächen nur wie ein Hauch ausgebreitet erscheinen. Bläulichgrau bis schwärzlichgrau (durch eine Vermengung feiner Graphittheilchen mit dem Kalkstein) sind die Hauptfarben, auch gelblichgrau bis gelblichweiss; auf dem Querbruch treten Kalkstein und Thonschieferlamellen verschieden gefärbt hervor. Leicht kann man beim ersten Anblick der Spaltungsflächen das Gestein mit Thonschiefer verwechseln, namentlich dann, wenn die Thonschiefermembranen vorwalten und der Kalkstein nur dünne Lagen zwischen ihnen bildet. Je nach dem Vorherrschen des Kalksteins oder des Thonschiefers wird auch eine bald mehr dickplattige, bald mehr dünnschieferige Textur hervorgebracht. Das Gestein schwankt zwischen Kalkstein und Thonschiefer und zeigt Uebergänge nach beiden Seiten.

In den Alpen bildet auch dieses Gestein weit verbreitete und mächtige Ablagerungen, so namentlich in den Schieferalpen des Wallis zwischen Martigny und Lax, in den Salzburger Alpen im Thal der Salza, zwischen Lend und St. Johann, in der Klam und im Anlaufthal, desgleichen an dem Stock des Terglou.

Hier möge auch anhangsweise des Kalkpistacitschiefers gedacht werden, welchen Porth aus dem nordöstlichen Böhmen beschreibt; er besteht in seiner Grundmasse aus Kalk, Pistacit und Glimmer, wozu sich stellenweise Albit, Quarz, Eisenglanz, Magneteisen und Eisenkies gesellen; diese Kalkpistacitschiefer bilden meist lange Züge, streichen aus den Glimmerschiefern in die Thonschiefer und kommen auch in beiden Gesteinen vereinzelt vor. Ein Hauptzug verläuft von Prosec und Bitauchow über Boskow, Ruppersdorf, Waltersdorf bis gegen Oberhohenelbe.

Porth. Jahrb. d. geol. Reichsanst. VIII. 1857. 703.

Auch der Egeranschiefer Reuss's sei hier aufgeführt, ein dünnschieferiges meist lichtes Gestein, ein klein- bis feinkörniges Gemenge von Kalkspath, einem sahlitartigen Mineral, Tremolit und

Glimmer, accessorisch begleitet von Egeran, Granat, Quarz, Periklin, Lager im Granit nördlich von Haslau im böhmischen Egerkreis bildend.

A. E. Reuss, Abhandlungen der kk. geol. Reichsanst. I. 1852. 26.
Jokély, Jahrbuch der geol. Reichsanst. VII. 1856. 519.

Thonglimmerschiefer.

(Urthonschiefer, Phyllit, Schiste argileux z. Th., Ardoise, Phyllade.)

Der Thonglimmerschiefer ist ein ausgezeichnet schieferiges Gestein von meist kryptokrystallinischer, mitunter aber auch deutlich mikrokrystallinischer Textur, die Mitte einehmend zwischen Glimmerschiefer und dem gewöhnlichen sedimentären Thonschiefer, weshalb der auch von v. Cotta adoptirte Name sehr bezeichnend erscheint. In den meisten Fällen kann man noch erkennen, dass glimmerartige Mineralien den Hauptbestandtheil bilden und namentlich solche sich dem Glimmerschiefer nähernde Gesteine sind es, welche man Phyllite genannt hat. Die Farbe dieser Thonglimmerschiefer ist vorwiegend graulich und zwar grünlichgrau und bläulichgrau. Die grauen Farben gehen sehr oft in dunklere Nuancirungen über, das grünlichgraue verläuft in das berggrüne, das bläulichgraue in das schwärzlichblaue; auch gelbliche, röthliche und graulichviolette Färbungen sind nicht selten. Die Spaltungsflächen der Thonglimmerschiefer haben gewöhnlich deutlich seidenartigen oder perlmutterartigen Glanz, manchmal sogar glänzen sie fast halbmetallisch; nur selten sind sie blos schimmernd.

Die für ein solches, meist kryptokrystallinisch ausgebildetes Gestein sehr wichtige Erforschung der mineralogischen Zusammensetzung stützt sich vorwiegend auf drei Umstände, auf die Uebergänge in andere Gesteine, auf directe Beobachtung und auf Folgerungen aus chemischen Analysen.

An unzähligen Punkten sind die allerdeutlichsten allmählichen Uebergänge aus Glimmerschiefer in Thonglimmerschiefer nachgewiesen worden, welche man Schritt für Schritt beobachten kann und welche zu der Annahme berechtigen, dass hier der Thonglimmerschiefer ein Glimmerschiefer sei, dessen Bestandtheile zu kryptokrystallinischer Kleinheit herabgesunken sind, oder vielmehr dass der Glimmerschiefer als ein Thonglimmerschiefer betrachtet werden müsse, dessen feine Bestandtheile eine deutlich krystallinische Entwicklung erlangt haben.

Wenn schon deshalb die grösste Wahrscheinlichkeit dafür spricht, dass der Thonglimmerschiefer meist aus vorwaltendem Glimmer und Quarz besteht, so ist man auch manchmal im Stande, durch mikroskopische Untersuchung dünner Thonglimmerschiefersplitter zu beobachten, dass wirklich glimmerartige Lamellen den Hauptantheil an der Zusammensetzung des Gesteins ausmachen. Ein weites Feld ist hier noch für mikroskopische Studien geöffnet, welche jedoch gerade bei diesen Gesteinen wegen ihrer die Herstellung von Dünnschliffen erschwerenden Weichheit und ihrer übergrossen Feinkörnigkeit auf besondere Hindernisse stossen.

Nachdem Frick im Jahre 1835 thonglimmerschiefer- oder wohl vielmehr thonschieferartige Gesteine von Goslar am Harz, von Bendorf bei Coblenz und von Lehesten in Thüringen in einen durch Salzsäure zersetzbaren und einen dadurch nicht zersetzbaren Antheil getrennt hatte, unternahm Sauvage 1846 eine Reihe von Analysen ächter Thonglimmerschiefer der Ardennen (von Deville, Rimogne, Monthermé, Fumay und Charleville), aus welchen sich auch für die mineralogische Zusammensetzung höchst werthvolle Aufschlüsse ergaben, indem die einzelnen durch verschiedene Säuren zersetzbaren und unzersetzbaren Antheile gesondert untersucht wurden. Zuvörderst zog er das etwa in den Schiefern enthaltene fein vertheilte Magneteisen aus und behandelte sie alsdann mit Salzsäure; dadurch wurden sie entfärbt und es löste sich ein chloritartiger Gemengtheil auf; der Rückstand wurde mit concentrirter Schwefelsäure übergossen, welche denselben theilweise auflöste; die Lösung war ein glimmerartiger Gemengtheil, während der noch bleibende unlösliche Rückstand aus Quarz und einigen feldspathigen Theilen bestand.

Die mineralogischen Resultate aus diesen Untersuchungen sind:

1) Die Ardennenschiefer bestehen wesentlich aus einem, durch Salzsäure zersetzbaren chloritartigen Mineral, einem durch Schwefelsäure zersetzbaren glimmerartigen Mineral und aus Quarz.

Es enthielten z. B.:

	Zersetzbar durch Salzsäure.	Zersetzbar durch Schwefelsäure.	Unzersetzbarer Rest.
Schiefer v. Deville	12.36	43.34	44.30
„ „ Monthermé	21.59	45.49	32.92
„ „ Charleville	27	30	43
„ „ Fumay	15-20	50	25-30

2) Der chloritartige Gemengtheil tritt als ein höchst feiner graublauer und graugrüner Staub auf, welcher die übrigen Bestandtheile durchdringt und zugleich mit etwas Eisenoxyd, Manganoxyd und organischer Materie die Farbe des Gesteins bedingt; seine Menge schwankt in runden Zahlen zwischen 10 und 30 pct.

Die Zusammensetzung der durch Salzsäure zersetzbaren Gemengtheile ist z. B. folgende:

	Deville	Rimogne	Fumay	Charleville
Kieselsäure . .	25.73	27.64	27.70	29.29
Thonerde . . .	17.80	15.95	18.82	21.73
Eisenoxyd . .	8.25	—	8.88	—
Eisenoxydul . .	15.29	28.29	15.20	21.91
Manganoxydul .	2.43	—	—	1.71
Kalk	—	2.30	—	1.02
Magnesia . .	15.13	12.21	7.80	10.60
Kali	1.29	1.45 }	—	0.89
Natron . . .	—	— }		
Wasser . . .	14.08	12.16	21.60	12.85
	100.00	100.00	100.00	100.00

Sauvage schliesst daraus, dass in dieser Substanz der Sauerstoff der Kieselsäure und Thonerde sich zu dem der Monoxyde und des Wassers verhalte wie 1 : 1.

3) Der glimmerartige Gemengtheil (hauptsächlich wasserfreies Thonerdesilicat) erscheint in der Gestalt kleiner glänzender Blättchen und seine Menge beträgt 30 bis 50 pct.

4) Der Quarz, einschliesslich der geringen Menge von feldspathigen Theilen bildet 25 bis 45 pct. des ganzen Gesteins.

Das als dünne Lamellen erscheinende Glimmermineral scheint nicht immer, vermuthlich sogar nur in wenigen Fällen der gewöhnliche Kali- oder Magnesiaglimmer zu sein. Wie in dem Glimmerschiefer so sind auch in dem Thonglimmerschiefer andere Glimmerarten ausgebildet, namentlich scheinen die Mineralien Damourit, Paragonit, Sericit in diesen Gesteinen vielverbreitet zu sein, vielleicht auch der Pyrophyllit Hermann's. Die Schiefer von Fumay und Monthermé enthalten nach Sauvage ein Glimmermineral, welches seiner Zusammensetzung nach den Paragoniten sehr ähnlich ist, in den Schiefern von Rimogne und Deville nähert dasselbe sich

sehr dem Damourit. Zu bemerken ist indessen, dass diese Glimmer sich durch Schwefelsäure zersetzen lassen, und sich durch diese Eigenschaft mehr dem Magnesiaglimmer (Biotit) anschliessen, indem der gewöhnliche Kaliglimmer durch Schwefelsäure nicht zersetzbar ist. An der Gegenwart des feinvertheilten, hauptsächlich färbenden Chloritstaubs ist wohl nicht zu zweifeln, um so weniger als auch viele Glimmerschiefer deutlich chlorithaltig sind. G. Bischof ist geneigt, die grün färbende Substanz der gewöhnlichen sedimentären Thonschiefer für Grünerde zu halten. Der Feldspathgehalt der Thonglimmerschiefer scheint, wie es in der Natur der Sache liegt, manchfachen Schwankungen unterworfen zu sein. Sauvage berechnete die Zusammensetzung eines grünen Schiefers aus dem östlichen Sibirien zu 33 pct. Chlorit, 30 pct. Feldspath, 30 pct. Quarz, 7 pct. Thonerdesilicat.

Manche schwärzlichgrüne und schwärzlichblaue Thonglimmerschiefer scheinen wirklich, wie Naumann vermuthet, mit kleinen Hornblendenadeln erfüllt zu sein, womit auch in Zusammenhang steht, dass einige Thonglimmerschiefer in Hornblendeschiefer übergehen. Dunkle Thonschiefer sind manchmal auch durch etwas Kohlenstoff gefärbt; von den blauen norwegischen Thonschiefern enthält z. B. der von Haarsjö bei Röraas 2.725, von Haarteign bei Hardangersvidden 4.33 Kohlenstoff. G. Bischof fand, dass manche Thonglimmerschiefer mit Säuren ein deutliches Aufbrausen zeigen, woraus auf einen Gehalt an kohlensaurem Kalk oder andern Carbonaten zu schliessen ist.

Einige Thonglimmerschiefer besitzen diejenige Textur, welche man sonst die porphyrartige nennt, indem sie krystallinische Körner von Quarz oder Feldspath eingesprengt enthalten; auch finden sich wohl grössere Glimmer- und Chloritblättchen. Derlei Gesteine sind indessen verhältnissmässig selten. Andere accessorische Einsprenglinge der Thonglimmerschiefer sind: Hornblende in kurzen dünnen Säulchen; Magneteisenerz in kleinen Oktaedern und krystallinischen Körnchen, z. B. in den Thonglimmerschiefern der Ardennen bei Monthermé und Deville; Dumas nennt solche Schiefer Schistes aimantifères; die Oktaeder sind in die Länge gezogen und deutlich vertheilt nach parallelen Linien in der Richtung ihrer grössern Axen. Granat, so viel verbreitet in den Glimmerschiefern, ist in den Thonglimmerschiefern sehr selten, z. B. bei Brixen in

Tyrol, bei Hyères in der Provence; Turmalin, ebenfalls selten, in Böhmen bei Skrkawsky Skaly im südlichen Gebirgszuge an der Iser zwischen Turnau und Bidschow; Eisenkies; Graphit, in manchen dieser Gesteine in ziemlicher Menge eingesprengt, so dass dadurch Uebergänge in vollkommene Graphitschiefer hervorgerufen werden, z. B. bei Mautern, Kaisersberg, Leoben und Bruck in Steiermark. Auch noch andere Mineralien, wie Chiastolith, Ottrelit treten in den Thonglimmerschiefern hier und da in so grosser Menge und so ausgedehnter Verbreitung auf, dass man solche Gesteine mit Recht als charakteristische Varietäten abgesondert hat (vgl. unten).

Linsen, Nester, Wülste und Adern von Quarz bilden wie im Glimmerschiefer, so auch im Thonglimmerschiefer sehr häufige accessorische Bestandmassen, oft von ziemlich bedeutendem Umfang, in deren Begrenzung die Schieferung des Gesteins ebenfalls in manchfacher Weise verdrückt, gewunden und gestaucht erscheint.

Analysen von Thonglimmerschiefern.

I. Bläulichschwarzer, sehr frischer und glänzender Th. ohne Quarz von Rothwaltersdorf in Schlesien. G. Bischof, Geologie 1. Aufl. II. 995.

II. Bläulichschwarzer Th. ohne Quarz mit schimmernden Schieferungsflächen, von Oppafall am Altvater in Schlesien. G. Werther, Mittheil. an J. Roth 1861 u. Journal f. pract. Chemie XCI. 1864. 330.

III. Dunkelgrüner, glänzender Schiefer, Mittelgestein zwischen grünem Schiefer und Grünsteinporphyr, ohne die eingeschlossenen scheibenförmigen Feldspathpartieen (geglüht; Glühverlust 3.45 pct.). Zwischen Molins und Marmels in Graubündten. vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 241.

IV. Dichter grünlichgrauer Schiefer, geglüht braunroth, epidotführend, von Molins in Graubündten (geglüht; Glühverl. 3.02). vom Rath, ebendas. Ob III und IV hierher gehören, ist zweifelhaft.

V. Grünlichgrauer Schiefer von Rimogne, Ardennen, nach Abscheidung von 2.5 pct. Magneteisen. Sauvage, Ann. des mines (4) VII. 1845. 421.

VI. Schiefer (gewöhnlicher schottischer Dachschiefer) von Ballahulish, Schottland. Anderson, Pharmac. Centralblatt 1853. 592.

VII. Blauschwarzer Schiefer von Bloomsten auf dem Hardangerfjeld, Norwegen. Kjerulf in Bischofs Geologie 1. Aufl. II. 1660.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	61.72	62.85	47.14	51.38	63.81	58.75	65.89
Thonerde	19.55	13.41	14.78	13.29	18.41	24.62	18.60
Eisenoxyd	—	5.28	18.91	15.44	—	—	1.37
Eisenoxydul	8.55	4.16	—	—	7.36	6.35	—
Kalk	0.55	1.90	2.87	8.94	1.10	0.60	—
Magnesia	1.08	0.99	9.59	6.61	3.96	1.86	1.62
Kali	4.81	2.50	6.16	1.05	2.27	3.48	3.55
Natron		2.80	0.16	3.99	0.98	0.95	1.59
Glühverlust	3.74	3.10	—	—	2.11	2.35	3.78
	100.00	96.99	99.61	100.70	100.00	98.96	96.40

I enthält allen Kalk als Carbonat; III 0.78 Schwefeleisen und 0.61 Kohlensäure. VII. 3.22 Kohle. Aus diesen Analysen geht hervor, dass die Zusammensetzung der Thonglimmerschiefer, wie es bei solchen metamorphischen Gesteinen selbstverständlich ist, die grössten Schwankungen zeigt. Das Verhältniss der Kieselsäure zu den Basen, die Menge der Thonerde, das gegenseitige Verhältniss der Alkalien, alles weist die grössten Unregelmässigkeiten auf. Wenn man bedenkt, dass der Kieselsäuregehalt der oben erwähnten Glimmermineralien 45—50 pct. beträgt, dass dieser noch beträchtlich durch den Chlorit hinabgedrückt wird, der nicht einmal 30 pct. Kieselsäure besitzt, so muss die Mehrzahl dieser Thonglimmerschiefer nicht unbeträchtliche Mengen von Quarz und Feldspath enthalten. Der Schiefer unter Haarteign am Hardangersvidden hat nach Kjerulf sogar 74.13, der von Haarsjö bei Röraas 72.91 pct. Kieselsäure (Journ. f. pr. Chemie LXV. 1855. 193). Auch der Glühverlust schwankt hin und her, K. v. Hauer fand in einem Schiefer östlich von Mezihor in Böhmen sogar 8.8 Glühverlust. Der Glühverlust der Analysen beruht wahrscheinlich neben dem Wasser auch auf organischer Substanz.

Das specifische Gewicht der Thonglimmerschiefer zeigt ebensowenig eine Constanz; bläulichgrauer Schiefer vom Lengefelder Vorwerk bei Eichgrün im Voigtland wog 2.640, grünlichgrauer Ardennenschiefer von Deville 2.788, von Rimogne (V) 2.790, dichter grüner Schiefer von Molins in Graubündten (IV) 2.923, dun-

kelgrüner glänzender Schiefer zwischen Molins und Marmels (III) 2.940. Die Härte ist meistens nicht bedeutend.

Die Thonglimmerschiefer sind stets schieferig, und wenn auch dann und wann weniger vollkommen, immer aber sehr deutlich spaltbar. Es gibt ausgezeichnet glatt und ebenflächig spaltbare Thonglimmerschiefer, welche man wie die ähnlich beschaffenen gewöhnlichen Thonschiefer als Dachschiefer bezeichnet. Häufig beobachtet man auf den Spaltungsflächen eine feine parallele Fältelung, welche oft so zart ist, dass sie als geradlinige Streifung erscheint, oder erst mit der Loupe deutlich erkannt werden kann. Die Fältelung oder Streifung dieser Schiefer (schistes striés oder satinés der Franzosen, striated slates der Engländer) soll, wie schon früher bemerkt, nach Sedgwick und Murchison (Transactions of geol. soc. 1840. 655), denen sich Naumann (Geognosie I. 434) anschliesst, in einer linearen Streckung der Gemengtheile begründet sein, nach v. Cotta (Grundriss der Geogn. u. Geol. 120) ist sie vielleicht durch einen seitlichen Druck hervorgebracht (vgl. dafür auch Boblaye, Bull. de la soc. géol. X. 228). In seltenen Fällen sind es zwei Systeme von Fältelungen, welche sich unter irgend einem Winkel durchschneiden. Die Fältelung ist indessen keineswegs bei allen Thonglimmerschiefern ausgebildet, es gibt grosse Gebiete, in denen sie gänzlich vermisst wird. In andern ist sie dagegen sehr verbreitet und hält oft auf lange Strecken mit merkwürdiger Constanz ihre Richtung fest; auch ist noch der sonderbaren Erscheinung zu gedenken, dass sie bisweilen nur in gewissen Schichten auftritt und in den angrenzenden vollständig fehlt.

Die transversale Schieferung ist bei den Thonglimmerschiefern weit seltener, als bei den Thonschiefern des Silur und Devon; sehr häufig ist sie nach Hennezel und Sauvage in den Ardennenschiefern, während sie in den Thonglimmerschiefergebieten Norwegens und des Erzgebirges nach Naumann zu den Seltenheiten gehört (ein ausgezeichnetes Beispiel wird aus einem Steinbruch bei Marbach unweit Nossen in Sachsen erwähnt). Je mehr sich der Thonglimmerschiefer den gewöhnlichen klastischen Schiefern nähert, desto mehr ist dieses Texturverhältniss an ihm zu beobachten, wogegen die glimmerschieferähnlichen Varietäten gänzlich frei davon zu sein scheinen; sie ist demnach vermuthlich da, wo sie ursprünglich ausgebildet war, durch die metamorphosirenden Vorgänge verwischt worden.

Mit der transversalen Schieferung steht höchst wahrscheinlich im Zusammenhang, dass in den stark gestreiften oder gefältelten Thonglimmerschiefern neben der Hauptspaltbarkeit sich noch eine zweite Spaltbarkeit zeigt, deren Ebene der Streifung parallel ist und die Hauptspaltungsflächen unter irgend einem Winkel durchschneidet, weshalb solche Gesteine beim Zerschlagen in stengelige, griffelförmige oder gröbere scheitförmige Bruchstücke zerspringen.

Durch Uebergänge steht der Thonglimmerschiefer mit manchen, ja mit den meisten schieferigen Gesteinen in Verbindung. Namentlich sind es zwei Gesteine, in welche häufige Uebergänge stattfinden, der krystallinische Glimmerschiefer und der klastische gewöhnliche Thonschiefer, zwischen welchen der Thonglimmerschiefer petrographisch und geologisch in der Mitte steht, indem er einerseits sich aus dem Thonschiefer krystallinisch entwickelt und andererseits fähig ist, sich in den phanerokrystallinischen Glimmerschiefer umzuwandeln; er ist »ein umgebildeter Thonschiefer und ein noch nicht fertiger Glimmerschiefer«; mit Naumann könnte man einen Thonglimmerschiefer von einem Glimmerthonschiefer unterscheiden, von denen der erste dem Glimmerschiefer, der zweite dem Thonschiefer näher steht. Um die mehr glimmerschieferartige krystallinische Textur hervorzuheben, haben wir unser Gestein im Allgemeinen Thonglimmerschiefer genannt. Die geologische Mittelstellung des Thonglimmerschiefers wird später erörtert werden. Andere Uebergänge sind in Chloritschiefer, Talkschiefer, Quarzitschiefer, Wetzschiefer, in Hornblendeschiefer und Grünsteinschiefer; Uebergänge in Turmalinschiefer nach der Granitgrenze zu erwähnt Jokély von Brettmühl, Halbmeil, Schieferhütten u. s. w. im böhmischen Erzgebirge; auch in gneissartige Gesteine vermag der Thonglimmerschiefer überzugehen.

Es sind nun noch mehrere Varietäten des Thonglimmerschiefers zu betrachten, welche durch eigenthümliche accessorische Mineralien hervorgebracht werden. Seitdem man das geologische Auftreten dieser Schiefergesteine genau studirt hat, ist es keinem Zweifel mehr unterworfen, dass sie metamorphische Gebilde sind, welche im Contact mit Eruptivgesteinen durch hydrochemische Umwandlungsprocesse hervorgebracht wurden. Sie finden sich stets in der unmittelbaren Umgebung solcher massiger Gesteine und verlaufen nach aussen in gewöhnliche Schiefer, indem die eingesprengten

ten Contactmineralien sich allmählich vermindern. Hauptsächlich sind es folgende, mit besonderm Namen bezeichnete Schiefer:

Chiastolithschiefer (schiste maclé, schiste maclifère), ein dunkelfarbiger, graulichschwarzer oder bläulichschwarzer, meist sehr homogen erscheinender Schiefer, in welchen viele Chiastolithkrystalle eingewachsen sind. Der Querbruch der säulenförmigen Krystalle lässt manchmal das charakteristische schwarze Kreuz, welches sich in der Mitte und an den vier Enden verdickt, erkennen (deshalb erscheinen die Kanten gewöhnlich schwarz), im Längsbruch kann man mitunter beobachten, dass die schwarze Masse in der Mitte der Krystalle nicht überall von gleicher Dicke ist, sondern dass sie sich entweder von einem Ende gegen das andere hin, oder von beiden Enden gegen die Mitte hin allmählich verschmälert; das schwarze Kreuz besteht meistens aus derselben Thonschiefermasse, welche den Krystall umhüllt, manchmal scheint es nur eine kohlige Substanz zu sein (welche auch den Thonschiefer färbt), denn durch Glühen wird der ganze Chiastolithkrystall weiss. Durocher hat über diese seltsamen Krystalle sehr schätzbare Untersuchungen in seiner Abhandlung über den Metamorphismus der Gesteine angestellt, in welcher auch die übrigen metamorphischen Schiefer behandelt werden. Die Chiastolithkrystalle liegen gewöhnlich richtungslos in der Thonschiefermasse zerstreut, bisweilen sind sie den Schieferungsflächen parallel gelagert, meistens wird die Schieferung durch dieselben nicht gestört. Die Chiastolithschiefer finden sich als Zonen um Granitablagerungen, obschon sie nicht gerade immer die allernächste Umgebung bilden, und könnten, da sie sehr häufig wenig krystallinisch erscheinen, vielleicht mit demselben Recht den klastischen Thonschiefern zugezählt werden, wenn nicht das Auftreten der Chiastolithe darauf hindeutete, dass in diesen Schiefern umkrystallisirende Processe wenigstens begonnen haben. Durocher führt an, dass gerade die am mindesten glimmerig gewordenen Schichten die schönsten Chiastolithe enthalten, so dass die Umstände, welche die vollkommen krystallinisch-schieferige Ausbildung der Masse bewirkten, einer Entwicklung der Chiastolithe nicht sehr günstig gewesen zu sein scheinen. Pouillon Boblaye hat inmitten der Chiastolithschiefer von Les Salles de Rohan bei Pontivy, Morbihan, viele Petrefacten, namentlich Orthis und Calymene aufgefunden, wodurch die Herausbildung aus ge-

wöhnlichem Thonschiefer unwiderleglich erwiesen ist (vgl. l'Institut 1838. 74). Bisweilen haben die Chiastolithschiefer allerdings schon einen mehr glimmerschieferartigen Habitus erlangt.

Grosse Krystalle finden sich in den Chiastolithschiefern der Bretagne, namentlich um St. Brieux, bei Salles de Rohan, um Rochefort und Redon. Ausgezeichnet sind die Chiastolithschiefer in den Pyrenäen entwickelt: in den Umgebungen von Pragnères in der Vallée de Barèges zwischen Luz und Gèdre (schwarze glasige und frische Krystalle); im Cirque de Troumouse am Ursprung des Héas-Thals, am Pic von Montaigu oben im Thälchen von Labassère, am Pic du midi de Bigorre; beim Weiler Pradviel im Luchon-Thal, in den Umgebungen von Lasbordes und Benous im Val d'Aran (dem obersten spanischen Garonne-Thal); am Hospiz von Venasque und am Port de la Glère zwischen Luchon und der Maladetta; in der Schlucht, welche vom Port de la Pez nach dem spanischen Gistain-Thal hinunterzieht, kommen 6—8 Zoll lange und 9—10 Lin. dicke Säulen vor; auf der Höhe des Port de Saleix zwischen Anlus und Vicdessos (weisse dünne zerreibliche Krystalle); am Berge von Colas nördlich von Portet im Thal von Castillon enthalten auch graue Kalksteine bis zu 3 Zoll lange Chiastolithe, zahlreiche derselben umschliesst auch der Kalkstein zwischen Lacus und Hennemorte im Ger-Thal. Ebenfalls erscheinen schöne Chiastolithe bei S. Jago de Compostella in der Sierra Morena Spaniens, bei Cogolludo in Guadalaxara, bei Somosierra in Segovia, in der Serra de Marão in Portugal. Bekannt sind die langen dünnen Säulchen aus den Thonschiefern von Schamlesberg bei Gefrees im Fichtelgebirge. Chiastolithschiefer treten ausserdem auf in Sachsen bei Strehla, bei Leuben zwischen Berba und Dobschütz, bei Mechelsgrün, hier und da im sächsischen Voigtlande; bei Bräunrode und Greifenhagen am Unterharz; bei Jvy-Bridge in Devonshire, Agnavanagh in der irischen Grafschaft Wicklow. Nördlich von Christiania bei Hongshammer, Kirkebye, Oestbye erscheinen in der Nachbarschaft der Granite in den schwarzen silurischen Alaunschiefern Chiastolithe. Ausgezeichnet durch schöne und grosse Krystalle zu Sterling und Lancaster in Massachusetts.

S t a u r o l i t h s c h i e f e r, ein glimmeriger Thonschiefer mit Staurolithkrystallen findet sich an mehrern Punkten in den Pyrenäen, z. B. im Thale von Barèges; bei Coadrix und Coray bei Rosporden in Finistère u. a. O.

Ottrelitschiefer (schiste ottrélitique), graue Schiefer, in welchen kleine sechsseitige, grünlichgraue bis schwärzlichgrüne Ottrelitblättchen nach allen Richtungen liegend eingewachsen sind; die Breite der Ottrelittäfelchen übersteigt nicht eine Linie, sie haben einen wachsartigen Glasglanz und sind bei grosser Dünne durchscheinend. Damour erhielt: Kieselsäure 43.52; Thonerde 23.89; Eisenoxydul 16.81; Manganoxydul 8.03; Wasser 5.62 (Annales des mines (4) II. 1842. 357). Diese Schiefer finden sich in den Ardennen, namentlich zu Ottrez unweit Stavelot, an der Grenze von Luxemburg und Lüttich; Gümbel beobachtete ganz dieselben Ottrelitschiefer bei Grünberg, Ebnat und Schwarzenreut in der bayerischen Oberpfalz; auch zwischen Aste und Louvie-Soubiron im Ossauthal der Pyrenäen erscheinen charakteristische Ottrelitschiefer. Nach Dana (Manual of geology 77) kommt Ottrelitschiefer zu Billingham, Massachusetts, vor. Der Ottrelitschiefer aus der Gegend von Stavelot enthält nach Denis Trilobitenreste, ein Zeichen für den sedimentären Ursprung auch dieses Schiefers.

Dipyrschiefer, Schiefer mit vielen kleinen Dipyrkrystallen erfüllt und bis jetzt ausschliesslich aus den Pyrenäen bekannt: ein zersetzter thonig talkiger Schiefer bei der Mühle von Libarens auf dem rechten Ufer des Saison unweit Mauléon (Basses-Pyrénées) und sodann ein schwarzer Schiefer auf dem rechten Ufer des Lés nahe bei der Eisenschmelze von Angoumer, nach dem Dorf Luzenac zu, Ariége. Der Dipyr erscheint häufiger als Contactmineral in den pyrenäischen Kalksteinen, z. B. gleichfalls bei Libarens, bei Loutrin unfern Angoumer und in höchst ausgezeichneten Krystallen, welche Descloizeaux eingehend untersuchte, an der Brücke von Pouzac nördlich von Bagnères de Bigorre am Adour.

Knotenschiefer, Fruchtschiefer, Garbenschiefer, Fleckschiefer. In den Schiefern stellen sich kleine Concretionen von eigenthümlicher Beschaffenheit, Härte und Farbe ein. Bald sind es hirsekorngrosse dunkel gefärbte Concretionen, welche auf den Spaltungsflächen oft in grosser Anzahl als kleine flache Knötchen hervorstehen (Knotenschiefer), bald längliche getreidekornähnliche Concretionen einer schwärzlichgrünen oder schwärzlichbraunen feinkörnigen, schwach schimmernden Substanz, welche ihrem Aeussern und zufolge Kersten auch ihrer Zusammensetzung nach grosse Aehnlichkeit mit dem Fahlunit besitzt (Fruchtschiefer).

Kersten fand darin: Kieselsäure 42.50; Thonerde 22.30; Eisenoxydul 18.00; Manganoxydul 3.60; Magnesia 3.10; Kali Spur; Wasser 10.00 (99.50) (N. Jahrb. f. Min. 1844. 351). Die Körner des Fruchtschiefers sind oft in Form von Aehren oder Garben aneinandergereiht, welche mitunter mehrere Zoll lang werden (Garbenschiefer), manchmal auch finden sich büschelförmige Körneraggregationen. Delesse glaubte in diesen weizenkornähnlichen Concretionen unentwickelte Chiastolithe erkennen zu dürfen. Hierher sind auch wohl die schwarzen undurchsichtigen linsenförmig gestalteten Knoten zu rechnen, welche sich in den Grauwackenschiefern der Bretagne entwickelt haben und von Durocher als fausses macles aufgeführt wurden, um sie als unfertige Chiastolithe zu bezeichnen; sie haben 3—4 Mm. Länge und 1—2 Mm. Dicke und liegen oft in sehr grosser Menge in den Schiefern, manchmal mit ausgebildeten Chiastolithen zusammen. Es ist noch näher darzuthun, ob alle diese Gebilde überhaupt nach einer stöchiometrischen Formel zusammengesetzt sind. Fleckschiefer nennt man diejenigen Gesteine, welche Flecke einer unregelmässig begrenzten, schmutzig dunkelgrün oder auch lichter gefärbten Substanz besitzen, wodurch das Gestein wie gesprenkelt erscheint; es ist dies vielleicht das erste Stadium der beginnenden Umwandlung; alle diese Schiefer hängen mit einander zusammen und sind durch Uebergänge untereinander verbunden. Meistens besitzen sie schon einen sehr glimmerschieferartigen Habitus, indem sie eine deutlich feinschuppigkrystallinische Textur aufweisen; bei dem vollkommensten Garbenschiefer ist auch die Schiefermasse schon so umgewandelt, dass sie fast wie ein ächter Glimmerschiefer erscheint. In höchst ausgezeichneter Weise ist der Uebergang aus gewöhnlichem bläulichschwarzem sedimentärem Thonschiefer durch Fleckschiefer, Knotenschiefer in einen nahezu vollständig glimmerschieferartigen Fruchtschiefer zu beobachten, wenn man in dem pyrenäischen Val d'Astau nach dem malerischen Lac d'Oo (oder Lac de Séculéjo) emporsteigt und sich den Graniten der Centralkette nähert.

Grosses Interesse verdienen die merkwürdigen Resultate der Untersuchungen von Carius, welcher bei der Analyse einer von Naumann in der Gegend von Lengefeld in Sachsen gesammelten Reihe von derlei Uebergangsgesteinen aus gewöhnlichem Thonschiefer durch Fleckschiefer, Fruchtschiefer in dichten krystallinischen

Cornubianit (S. 418) fand, dass dieselben alle eine fast gänzlich übereinstimmende Zusammensetzung besitzen, somit diese Metamorphose einzig und allein in einer innern Umkrystallisirung der gegebenen Stoffe bestanden hat: es trat zur Bildung der Concretionen keine neue Substanz hinzu, sondern es erfolgte lediglich eine verschiedene Anordnung der bereits in dem Gestein existirenden Bestandtheile (Ann. der Chem. u. Pharm. XCIV. 1855. 45).

I. Bläulichgrauer, anscheinend ganz gewöhnlicher Schiefer, ohne Glimmerblättchen. Eichgrün.

II. Unvollkommen-schieferig, blaugrau mit rundlichen braunen Concretionen, welche kleine Glimmerschüppchen einschliessen, westlich von Eichgrün, nach dem Granit zu.

III. Röthlichgrau mit grauen, glimmerreichen Concretionen. Zwischen Eichgrün und der Mühle von Schreiersgrün, 2—3000 F. näher dem Granit.

IV. Nicht schieferig, röthlichgraue Grundmasse, mit Lagen einer grauen, krystallinischen, glimmerreichen Substanz; Lange Leithe, nördlich von Schreiersgrün.

V. Krystallinisch, graublau, mit Concretionen von Glimmerschüppchen. Mühle von Schreiersgrün, 600 F. vom Granit.

VI. Aeusserst fester, krystallinischer Cornubianit. Rebersgrün am Granit.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	59.38	60.03	60.61	63.17	60.00	61.39
Thonerde . . .	22.07	19.11	24.05	19.29	24.10	20.80
Eisenoxydul . . .	6.82	7.37	5.69	4.93	6.44	6.61
Manganoxydul . .	0.27	0.14	0.28	0.54	0.14	0.25
Kalk	0.24	1.17	0.41	0.39	0.17	0.90
Magnesia	3.61	2.19	1.78	1.60	1.87	2.10
Kali	3.85	3.78	3.65	4.19	2.80	2.97
Natron	2.11	3.20	0.78	1.83	2.09	3.26
Wasser	3.47	3.99	3.30	3.96	2.75	1.48
	101.82	100.98	100.55	99.90	100.36	99.76

Es ergibt sich aus diesen schätzenswerthen Analysen mit der grössten Bestimmtheit eine sich gleichbleibende Zusammensetzung der umkrystallisirten Schiefer. Die Schwankungen sind kaum bedeutender, als sie überhaupt bei derlei Bauschanalysen vorkommen.

Coquand untersuchte die Uebergangsreihe aus den unveränderten pyrenäischen Schiefern in den Dipyrschiefer und erhielt dasselbe Ergebniss (Bull. de la soc. géol. XII. 1841. 322).

Solche metamorphische Gebilde finden sich in Sachsen vorzüglich an den dem Granit und Syenit angrenzenden Rändern der Schieferzone des linken Elbufers (z. B. Knotenschiefer in glimmerschiefer- und gneissähnliche Gesteine übergehend an der Syenitgrenze zwischen Wesenstein und Leuben); auch im sächsischen Voigtlande, z. B. um die Lauterbacher und Kirchberger Granitpartieen. Ausgezeichnete Fleck- und Garbenschiefer erscheinen gleichfalls zwischen Wechselburg und Penig. In den zunächst an den Granit grenzenden Fruchtschiefern stellt sich auch wohl Feldspath ein; man könnte mit H. Müller der Analogie nach solche Gesteine Fruchtgneiss nennen. Charakteristische Fruchtschiefer, die in einer mikrokrystallinischen gelblichgrauen Grundmasse getreidekorngrosse grünlichgraue Körner (ein inniges Gemenge von Quarz und einem chloritartigen Mineral) enthalten, sowie auch Fleckschiefer fand Jokély in der Gegend von Wletitz, Worzikow, Hradec in Böhmen.

Spilosit nannte Zincken am Harz vorkommende eigenthümliche metamorphische Schiefer von grauer Farbe, die mit zahllosen dunkeln Körnchen erfüllt sind. Krantz erwähnt Gesteine, denen von der Heinrichsburg im Harz ganz ähnlich, von der Küste di Mortigliana im Westen der Insel Elba; dort südlich vom Cap Pomonte erscheint auch eine andere Varietät, in der die Körner bandartig verlaufen und verschwinden, welche Zincken Desmosit nannte (Karstens und v. Dechens Archiv XV. 1841. 395).

Schalsteinähnlichen Thonschiefer nennt Naumann (Geognosie I. 543) einen gewöhnlichen Thonschiefer, in den zahlreiche rundliche oder eckige Körner und Mandeln von Kalkspath eingesprengt sind, wodurch er bald eine porphyrartige, bald eine mandelsteinartige Textur gewinnt, und manchen Diabas-Schalsteinen sehr ähnlich wird. Die ganze Masse scheint von kohlensaurem Kalk durchdrungen zu sein, der auch manchmal kleine Trümer und Adern in dem Gesteine bildet. Ausgezeichnet tritt er in Sachsen auf bei Nossen und Zella.

Eingehende Untersuchung verdienen noch die sog. grünen Schiefer, welche namentlich in den Alpen eine so grosse Rolle

spielen, von denen manche mit Grünsteinen in Verbindung stehen, manche den Chloritschiefern verwandt zu sein scheinen.

Sericitschiefer. Auf das engste schliessen sich an die gewöhnlichen Thonglimmerschiefer, von denen sie nur eine Abart bilden, die schieferigen Gesteine des Taunus an, welche man früher als Chloritschiefer und Talkschiefer bezeichnete, und welche durch List mit dem Namen Sericitschiefer belegt wurden, weil sie ein eigenthümliches, glimmerartiges damouritähnliches Mineral von gelblichweisser bis lauchgrüner Farbe und seidenartigem Glanz, den Sericit enthalten. Ein Sericit von Naurod enthielt: Kieselsäure 50.00; Thonerde 23.65; Eisenoxydul 8.07; Magnesia 0.93; Kalk 0.63; Kali 9.11; Natron 1.75; Wasser 3.44; Fluor 1.22; Phosphorsäure 0.31; Titansäure 1.59 (100.70). Der Sericit schliesst sich dem Kaliglimmer an, von welchem ihn der geringere Thonerdegehalt unterscheidet. Er bildet den vorwaltenden Gemengtheil der Sericitschiefer, welche ausserdem noch Quarz und Feldspath (den List für Albit erachtet) enthalten. Krystallisirter Quarz und Feldspath durchziehen sehr häufig das Schiefergestein, z. B. am Sonnenberg bei Wiesbaden. Auch Magneteisen ist in sehr feinen Körnchen eingesprengt.

List unterscheidet drei Varietäten von Sericitschiefer des Taunus:

a) violetter Schiefer, violett oder bläulichroth, ziemlich dünnschieferig, sehr weich und von seidenartigem Schimmer, fettig anzufühlen. Nach der Behandlung mit verdünnter Salzsäure bleiben schwach grünlichweisse Krystallschüppchen zurück. Spec. Gewicht 2.882. Schmilzt vor dem Löthrohr unter Aufblähen zu grauem blasigem Email.

b) grüner Schiefer; graulichgrün gefärbt, meist nur in ziemlich dicken Platten spaltbar, aber auf dem Querbruch dünnschieferig; mit Quarzkörnern, feinzertheiltem Magneteisen und einem zwillingsgestreiften Feldspath; von ziemlich deutlicher krystallinischer Textur, häufig mit Fältelung versehen; härter und fester als die violetten Schiefer. Spec. Gewicht 2.788. Schmilzt an den Kanten zu halbdurchsichtigem Glas.

c) gefleckter Schiefer; gelblichweiss und grünlichweiss mit grünen Flecken; in dünnere Platten spaltbar, als die vorhergehende Varietät, auch ziemlich dünnschieferig, meistens weich und mehr oder weniger zersetzt. In ihm finden sich meist die Quarz- und

Feldspathtrümer, auch viel Quarz und Feldspath als krystallinische Körner ausgeschieden; vorwiegend von feinkörniger Textur. Spec. Gewicht 2.684. List betrachtet diese Varietät als zersetzte grüne Schiefer.

Zusammensetzung des violetten Schiefers vom Nerothal bei Wiesbaden (I), des grünen Schiefers von der Leichtweisshöhle im Nerothal bei Wiesbaden (II), des gefleckten Schiefers aus dem Sonnenberger Steinbruch (III) (Ann. d. Chem. u. Pharm. 1852. 192, 198, 259).

	I.	II.	III.
Kieselsäure	55.84	60.22	70.99
Thonerde	15.62	15.96	13.77
Eisenoxyd	4.86	1.11	0.38
Eisenoxydul	8.25	4.94	3.91
Kalk	0.50	2.20	0.41
Magnesia	1.39	2.67	0.37
Kali	6.13	2.58	4.81
Natron	1.70	6.71	3.13
Wasser u. Fl^2 Si	5.19	2.13	1.50
Titansäure	0.51	1.49	0.14
	99.99	100.01	99.41

II enthält noch 0.04 Phosphorsäure, 0.05 Kupferoxydul. List veranstaltete auch Sonderanalysen der löslichen und unlöslichen Theile; die unlöslichen 81.11 pct. in I betrachtet er als zusammengesetzt aus 10 Theilen Sericit und 4 Theilen Quarz. Der unlösliche Rückstand von 93.20 pct. in Analyse II besteht nach ihm aus 10 Hornblende, 18 Sericit, 6 Quarz, 60 Albit.

In den Salzburger Alpen fand Lipold, in Obersteiermark bei Murau Rolle deutliche Sericitschiefer.

Die Schichtung des Thonglimmerschiefers ist fast immer sehr deutlich; bald ist sie ebenflächig, bald wellenförmig, bald in sehr verworrenen Krümmungen hin und her gewunden. Naumann führt (Geognosie II. 118) »höchst auffallende und wahrhaft unbeschreibliche Windungen« der Thonschieferschichten an von den Felsen des Mulde-Ufers bei Oberhasslau zwischen Zwickau und Schneeberg.

Mancherlei Einlagerungen, ähnlich denen in den Gneissen und Glimmerschiefern finden sich in den Thonglimmerschiefern, im ganzen sind sie indessen weniger häufig und auch von geringerer Mächtig-

keit und Ausdehnung, als in jenen Schiefergesteinen. Quarzit und Quarzitschiefer bilden die häufigsten Einlagerungen (z. B. in der Gegend von Lössnitz und Hartenstein in Sachsen, im Egerer Kreis in Böhmen, wo bei Abtsroth und Schönwerth Graphitschiefer mit den Quarzitschiefern verbunden sind, zu Weikersdorf in Mähren), auch Gneisslager und -Stöcke (z. B. bei Tanneberg, Munzig und Herzogswalde in Sachsen, bei Hirschberg und Tiefengrün im Reussischen nach Naumann). Kalksteine, Glimmerschiefer, Grünsteine und Grünsteinschiefer, Erzlager sind ebenfalls als Einlagerungen im Thonglimmerschiefer bekannt.

Der Thonglimmerschiefer hat seine hauptsächlichste Lagerung über dem Glimmerschiefer, sei es dass beide mehr oder weniger horizontal liegen, sei es dass sie ein fächerförmiges oder giebelförmiges Schichtensystem darstellen, wobei meistens, wie früher angedeutet, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer durch allmähliche Uebergänge mit einander verbunden sind. Die untern, zunächst dem Glimmerschiefer gelegenen Gesteine, welche oft in ihrer Beschaffenheit sich noch sehr diesem nähern, hat man auch Phyllite (vgl. S. 464) genannt, während nach oben zu die mehr feinkrystallinischen Thonschiefer folgen, welche gar nicht selten schliesslich durch kaum bemerkbare Uebergänge in klastische Versteinerungen führende Thonschiefer verlaufen.

In manchen Ländern sind die Thonglimmerschiefer sehr verbreitet. Im Erzgebirge bildet er den äussersten Mantel des krystallinischen Centralgebirges. Der Taunus, die Ardennen und Cevennen bestehen zum grössten Theil aus diesen Schiefern, gleichfalls setzt er in Schlesien ansehnliche Gebiete zusammen. In Böhmen und Mähren, in den Alpen, den Pyrenäen, in Schottland und Irland, in Spanien und Ungarn sind beträchtliche Regionen aus Thonglimmerschiefer gebildet, ebenso im mittlern Norwegen, wo er auf dem Filefjeld und Dovrefjeld weit verbreitet ist. Ein grosser Theil von Daghestan, des Altai und der Insel Nowaja Semlja sind ebenfalls aus solchem Schiefer aufgebaut.

Sauvage, Schiefer der Ardennen, Annales des mines 1845. VII. (4) 411 und N. Jahrb. f. Min. 1846. 489.

Bischof, Schiefer von Glatz in Schlesien, chem. u. phys. Geologie 1 Aufl. II. 999.

Kjerulf, Thonglimmerschiefer aus Norwegen (Anal.) in Bischofs Geologie 1. Aufl. II. 1660 und Journ. f. pr. Chem. LXV. 1855. 193.

C. v. Hauer, Thonglimmerschiefer aus Böhmen (Anal.), Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 688. 706.
G. vom Rath, Schiefer aus Graubündten, Zeitschr. d. d. geol. Ges. IX. 1857. 241.
Studer, grüne Schiefer, Geologie der Schweiz I. 336.
Jokély, Thonglimmerschiefer, Frucht- und Fleckschiefer in Böhmen, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855 687. VIII. 1857. 533. Thonglimmerschiefer des Egerkreises VII. 1856. 485 und 503.
v. Hochstetter, Dachschiefer (Urthonschiefer) vom Ziegenruckberg bei Rabenstein im Egerkreis Böhmens, Jahrb. der geol. R.anst. VII. 1856. 466.
Terreil, Thonglimmerschiefer von Petit-Coeur bei Moutiers, Tarentaise, Comptes rendus LIII. 120.
Carius, Analysen, Ann. d. Chem. u. Pharm. XCIV. 1855. 53.
v. Charpentier, Chiastolithschiefer, Essai sur la constit. géogn. des Pyrénées 1823. 193. Dipyrschiefer ebend. 337.
Dufrénoy u. Élie de Beaumont, Chiastolithschiefer der Bretagne, Explic. d. l. carte géol. d. l. Fr. I. 206.
Durocher, Chiastolith- und Knotenschiefer, Bull. de la soc. géol. (2) 1846. III. 546.
Boblaye, petrefactenführender Chiastolithschiefer, Bull. de la soc. géol. X. 227.
Damour, Ottrelitschiefer, Annales des mines (2) II. 357 u. N. Jahrb. f. Min. 1844. 479.
Thomson, Ottrelit, Annals of New York IX und N. Jahrb. f. Min. 1833. 430.
Descloizeaux, Ottrelitschiefer, Annales des mines (4) II. 361; über Dipyr vgl. Manuel de minéralogie I. 226.
Gümbel, Ottrelitschiefer in Bayern, Correspondenzblatt des zool.-mineral. Vereins zu Regensburg 1853. 153.
Delesse, Dipyr von Mauléon, Annales des mines (4) IV. 1843. 609; Comptes rendus XVIII. 944.
Coquand, Dipyrschiefer, Bull. de la soc. géol. XII. 1841. 322.
Kersten, Knotenschiefer, Journal f. pr. Chemie XXI. 108; und N. Jahrb. f. Min. 1856. 595.
Naumann, über Knotenschiefer, Erläuterungen zur geogn. Karte von Sachsen 1838. II. 264 und 1845. V. 50.
Müller, Knotenschiefer, Berg- u. hüttenmänn. Zeitung 1858. 107.
List, Sericitschiefer, Jahrb. d Ver. f. Naturk. im Herzogth. Nassau 1850. VI. 126 und 1852. 128. Annal. der Chem. u. Pharmac. LXXXI. 1852.
Lipold u. Rolle, Sericitschiefer in den Alpen, Jahrb. der geol. R.-anst. 1854. 201 und 359.

Itacolumit.

Ein schieferiges Gemenge aus kleinen und feinen **Quarzkörnchen** und Blättchen von **Glimmer**, **Talk** oder **Chlorit** zusammengesetzt. Der Quarz bildet die Hauptmasse des Gesteins, der glimmerige Gemengtheil erscheint als dünne und zarte Schüppchen von silberweisser, hellbläulicher oder grünlicher Farbe, die Schieferung wird durch parallele Lagerung dieser Blättchen hervorgebracht, welche auch mitunter eine deutliche Streckung nach einer Richtung aufweisen. Indem die dünnen Glimmerblättchen Lagen zwischen den krystallinischen Quarzkörnern bilden oder sich gelenkartig um die einzelnen herumschmiegen, erlangen diese eine gewisse Verschiebbarkeit, woraus für manche dieser Gesteine die Fähigkeit hervorgeht, in dünnen Platten deutlich elastische Biegsamkeit zu zeigen; auf dieser Eigenschaft beruhen die alten Namen des Itacolumit: Gelenkquarz, elastischer Sandstein, elastischer Quarz. Doch scheint nach einer Beobachtung von Hausmann auch biegsamer Itacolumit vorzukommen, welcher fast gar keinen Glimmer oder Talk enthält (Gött. Gel. Anzeigen 1855. 1575). Keineswegs besitzen alle Varietäten diese Biegsamkeit, bisweilen ist das Gestein nicht schieferig, die Quarzkörnchen und Glimmerschuppen sind regellos durcheinander gemengt. Die Gesteine, obschon ihre krystallinische Beschaffenheit bewahrend, gewinnen alsdann ein sandähnliches oder psammitisches Ansehen. Manchmal auch stellen sich grössere Quarzstücke, selbst abgerundete Quarzgerölle ein, wodurch das Gestein einen conglomeratartigen Habitus erlangt. Für den Ursprung des Gesteins liefern diese Quarzgerölle ein nicht zu verkennendes Merkmal. Diese drei Ausbildungsweisen: die feinkörnige biegsame, die feste, nicht biegsame, einem undeutlich schieferigen Sandsteine ähnliche, und die conglomeratartige scheinen die häufigsten zu sein.

Die Farbe des Itacolumit ist vorherrschend licht, weisslich, gelblich, hellgrün, bläulich, auch röthlich. Beigemengtes Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat verursachen dunklere rothe und braune Färbung.

Von accessorischen Mineralien sind zu erwähnen: Eisenglimmer in Blättern und Schuppen; Eisenglanz, in mehr oder weniger zersetztem Zustande. Magneteisenerz; Martit, die Pseudomorphose von Eisenglanz nach Magneteisenerz. Der Itacolumit ist auch bis-

weilen goldhaltig, und die brasilianischen Itacolumite sind, was Zinken (1820) und v. Humboldt (1826, Poggend. Annal. VII. 520) vermutheten, Virgil von Helmreichen, Claussen und Heusser nachwiesen, das Muttergestein der Diamanten; anderswo kommen gleichfalls die Diamanten wenigstens in itacolumitähnlichen Quarzgesteinen vor. Im Itacolumit des nordamericanischen Staats Georgia erscheint Lazulith in einzelnen Krystallen und ganzen Nestern. Nach Heusser sind in dem brasilianischen auch feine Hornblendenadeln zu erkennen.

Mit mancherlei Gesteinen ist der Itacolumit durch Uebergänge verknüpft: mit Quarzit, durch das Zurücktreten des Glimmers, mit Glimmerschiefer, mit Talkschiefer und Chloritschiefer, sowie mit Eisenglimmerschiefer und Itabirit durch Ueberhandnehmen der Eisenglimmerschuppen und Magneteisenkörner (I. 336). Je feinköniger das Gestein ist, desto deutlicher ist seine Schichtung, welche oft sehr dünn ausgebildet ist, während die gröbern sandsteinartigen und conglomeratähnlichen Varietäten meistens nur Schichtung in mächtigen Bänken zeigen.

Die ausgedehnteste Verbreitung besitzt der Itacolumit nach den Untersuchungen von v. Eschwege, Spix und Martius, Pissis in Brasilien, wo er verknüpft mit alten krystallinischen Schiefern (Thonschiefer, Glimmerschiefer, Eisenglimmerschiefer), und meistens auf Gneiss lagernd, sich durch 17 Breitegrade hindurch in zwei mächtigen, deutlich getrennten Schichtenzonen verfolgen lässt. Die Serra do Espinhaes und die Serra dos Vertentes, die nach Matto hinüberzieht, bestehen vorzugsweise daraus; die höchsten Punkte sind der 5400 F. hohe Berg Itacolumi bei der Stadt Villa ricca, die Serra do Carrassa bei Inficionado, Serra do Itambé bei Villa do Principe, Serra do Canastra, und Marçella bei Bambui os Pyrinéos. Nach Oscar Liebers Beobachtungen ist der Itacolumit auch in Südcarolina sehr entwickelt, wo er vielfach einen sandsteinartigen und conglomeratähnlichen Habitus hat, und auch in deutlich klastische Gesteine übergeht. Abermals treten Itabirit und Eisenglimmerschiefer mit dem Itacolumit verbunden auf. Gleichfalls ist in den nordamericanischen Staaten Nordcarolina und Georgia die Verbreitung des Itacolumit von Shepard nachgewiesen worden, wo das Gestein wie in Brasilien Diamanten führt. Im südlichen Ural erscheinen nach v. Helmersen und Hofmann mächtige Itacolumitmassen in

weiter Verbreitung, welche dort auf schwarzen, versteinerungsführenden Dolomitmassen gelagert sind. In der portugiesischen Provinz Tras-os-Montes fand v. Eschwege, in dem spanischen Galicia Schulz den Itacolumit auf, in letzterer Provinz namentlich in der Gegend von Villalba und Rivadeo unfern des Meerbuseus von Biscaya. Gergens beobachtete ihn im Gebiet des rheinischen Devongebirges. Es mögen ähnliche Gesteine wohl noch anderweitige Verbreitung haben, wie Pissis itacolumitartige Gesteine bei Susa und Aosta in Piemont nachgewiesen hat.

C. A. Collini, Remarques sur la pierre élastique du Brésil. Mannheim 1805.
v. Eschwege, Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens 1832. 172, auch geognostisches Gemälde von Brasilien 1822. 17.
v. Martius, Reise in Brasilien, Band II.
Schulz, Itacolumit in Galicia, Bull. de la soc. géol. 1834. 416.
Claussen, Diamanten im Itacolumit, Bull. de l'académie de Bruxelles 1841.
Gergens, Itacolumit im Rheinland, Neues Jahrb. f. Min. 1841. 566.
Toumey, Report on the geology of South Carolina 1848. 6.
Pissis im Bull. de la soc. géol. XIII. 1842. 282 und Comptes rendus XVII. 1843. 28.
Zerrenner, Itacolumit im Ural, Zeitschr. d. d. geol. Ges. I. 484.
Lieber, Report on the geolog. survey of South Carolina 1856. 26; 1858. 40; 1859. 44, auch in v. Cotta's Gangstudien III. 323.
Shepard, Report on the geolog. survey of South Carolina 1854.
Shepard, Lazulith im Itacolumit, Neues Jahrb. f. Min 1859. 302.
Heusser und Claraz, Diamanten im Itacolumit, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859. 448. Vgl. auch Petermann, geogr. Monatsh. 1859. 447.

Bildungsweise der krystallinisch-schieferigen Gesteine.

Der Ursprung der krystallinisch-schieferigen Gesteine ist, so viele Hypothesen und Meinungen auch bereits darüber aufgestellt sind, immer noch grösstentheils in ein räthselhaftes Dunkel gehüllt, wenn es auch gleichwohl nicht zu verkennen ist, dass gerade in neuerer Zeit durch sorgfältige Beobachtungen und Untersuchungen die Hoffnung nahe gerückt ist, es werde sich dasselbe allmählich zu klären beginnen.

Wir wenden zunächst unsere Betrachtungen dem Gneiss zu, der in mancher Hinsicht den Reigen unter den krystallinischen Schiefern anführt; indem im folgenden die hauptsächlichsten An-

sichten, durch welche man den Ursprung dieses Gesteines zu erklären versucht hat, angeführt und beleuchtet werden, ist auch zugleich hier und da die Ausbildungsweise der Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer vorweg in Berücksichtigung gezogen, da sowohl in räumlicher als geologischer Beziehung diese drei Gesteine sich kaum auseinander halten lassen, vielmehr innig zusammenhängen. Um die zahlreichen Hypothesen, deren hier gedacht werden soll, einigermaassen zu gruppiren, seien dieselben nach dem Gesichtspunkte aneinandergereiht, ob sie den Gneiss in seiner jetzigen Ausbildungsweise für ein ursprüngliches Gestein oder für ein metamorphisches Product erklären. Manche dieser Hypothesen haben in jetziger Zeit jeden Grad von Wahrscheinlichkeit verloren und besitzen nur noch einen historischen Werth, seien deshalb auch nur ganz vorübergehend erwähnt.

Dies gilt von jener Ansicht, welche Werner über die Entstehung des Gneiss hegte; wie den Granit, so hielt er auch dieses Gestein für ein directes krystallinisches Sediment, welches sich auf dem Grunde des Ur-Oceans absetzte. Fr. v. Beroldingen erklärte zu Ende des vorigen Jahrhunderts den Gneiss für »regenerirten Granit«: granitischer Sand und Detritus sei zusammengeschwemmt worden, und dabei habe der schichtende Einfluss des Wassers die parallele Lagerung der Glimmerschuppen zwischen den Feldspathkörnern und Quarzkörnern hervorgebracht. Auch Dana hat im Jahre 1843 einmal die Vermuthung von der klastischen direct-sedimentären Natur des Gneiss ausgesprochen: Gneiss und Glimmerschiefer verhielten sich auf ähnliche Weise zu den Graniten, wie die vulkanischen Tuffe zu den Laven, wie die Basalttuffe zu den Basalten; vor und während der Graniteruptionen sei granitisches Material in asche- und lapilliähnlichem Zustande ausgeschleudert, unter der Mitwirkung glühendheissen Wassers geschichtet und zu Gneiss und Glimmerschiefer cämentirt worden (Americ. journ. of sc. etc. XLV. 127).

Gegenüber diesen Theorieen, welche nie rechten Boden gefunden haben, hat im Laufe der Zeit eine andere grosse Verbreitung gewonnen, welche den Gneiss für ein primitives Gebilde ansieht und auf dem Theorem von dem ursprünglich feuerflüssigen Zustande unseres Planeten fusst: es ist diejenige Hypothese, welche den Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer

als die ursprüngliche Erstarrungskruste desselben erklärt; wir glauben diese Ansicht und ihre Begründung am besten mit den Worten Naumanns wiedergeben zu können: »Die grosse Uebereinstimmung, welche der Gneiss und die meisten der ihn begleitenden Gesteine in ihrer mineralischen Zusammensetzung mit Granit und mit andern eruptiven Gesteinen erkennen lassen; die Wahrscheinlichkeit, dass die meisten dieser eruptiven Gesteine aus einem feuerflüssigen Zustande erstarrt sind; die fast unvermeidliche Voraussetzung, dass unser Planet sich ursprünglich durchaus in demselben Zustande befunden, und erst später mit einer Erstarrungskruste bedeckt habe; endlich die Thatsache, dass in der Urgneissformation Granite mit Gneissen regelmässig wechsellagernd angetroffen werden, diese Thatsachen und Voraussetzungen sind es, welche die eine der jetzt herrschenden Hypothesen hervorgerufen haben, dass diese primitiven Formationen (Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer) die ursprüngliche Erstarrungskruste unseres Planeten bilden.« (Geognosie II. 1860. 154.)

Zu dieser Ansicht hat sich im Laufe der Zeit eine grosse Anzahl hervorragender Forscher bekannt. Nach derselben mussten, da die Erkaltung der Kruste von aussen nach innen fortschritt, die obersten Schichten die zuerst, die untersten die zuletzt festgewordenen sein, und sie führte weiter auf die Annahme, dass die jüngern auf sedimentären Schichten ruhenden Ablagerungen krystallinischer Schiefergesteine (vgl. S. 434. 460) auf eruptivem Woge gebildet seien.

Von manchen Seiten ist wiederholt darauf aufmerksam gemacht worden, dass die Paralleltextur und die Schichtung der krystallinischen Schiefer keineswegs als eine Thatsache angeführt werden könne, welche ein entscheidendes Kriterium gegen die Möglichkeit ihrer pyrogenen Entstehungsweise darbiete, weil auch manche Laven und Trachyte diese beiden Erscheinungen in gleich ausgezeichneter Weise offenbaren; bereits Breislak deutet in seinem Lehrbuch der Geologie I. 550 auf diese Verhältnisse hin; bei den Perliten treten, wie bei den Trachyten und Quarztrachyten, vollkommen schieferige Varietäten auf, der Phonolith ist in seinen plattenförmig abgesonderten Vorkommnissen mit recht deutlicher Paralleltextur versehen, indem die Sanidintafeln parallel gelagert sind, wodurch auch häufig eine ausgezeichnete schieferähnliche Spaltbar-

keit hervorgerufen wird. Das Phänomen der Streckung gewisser Mineralien bietet sich auch in einzelnen eruptiven Gesteinen dar. In seinem vortrefflichen Werke »Considerations on volcanos« und in seiner Abhandlung über die Ponza-Inseln (Transact. of the geol. soc. II. 201. 228) hat Poulett Scrope schon in den Jahren 1825 und 1827 die Gneisse und Glimmerschiefer mit den schieferigen Felsitporphyren, deren Gemengtheile gleichfalls Streckung zeigen, verglichen; bei den letztern Gesteinen leitet er diese Erscheinung von einem starken Drucke und einer nach einer bestimmten Richtung erfolgten Bewegung her, denen die plastische Gesteinsmasse unterworfen war; es bilden sich so platte Mineralkörper, welche ihre breiten Seiten rechtwinkelig auf die Druckrichtung und ihre Längsaxen parallel mit der Bewegungsrichtung stellen. Auch noch neuerdings hat er diese, wie es scheint, hohe Beachtung verdienende Ansicht geltend gemacht (Quart. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 346), welcher sich zwei ausgezeichnete Forscher, Darwin und Sorby, angeschlossen haben. Der Krater der Insel Pantellaria zwischen Sicilien und Tunis besteht nach Fr. Hoffmann aus einer Trachytlava, welche durchgängig ein gneissähnlich-flaseriges Ansehen hat (Poggend. Ann. XXIV. 68). Man kann daher auch nur Naumann Recht geben, wenn er vom petrographischen Standpunkte aus in der mineralischen Zusammensetzung und der Textur der Gneisse keinen Grund sieht, denselben eine eruptive Entstehungsweise abzusprechen, welche er übrigens keineswegs für alle anzunehmen gewillt ist; wegen der zahllosen Uebergänge aus Gneiss in Granit, wegen des so oft beobachteten Ueberspringens der Massivtextur des letztern in die Paralleltextur des erstern sei man in vielen Fällen genöthigt, dem Gneiss dieselbe Bildungsweise zuzuschreiben, wie dem Granit (Geognosie I. 708). An einer andern Stelle (II. 155) verhehlt sich Naumann indessen doch nicht, dass der Hypothese, welche in den Gneissen die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde sieht, die bedeutendsten Schwierigkeiten aus ihren Architekturverhältnissen und aus der mineralischen Natur gewisser ihrer Gesteine erwachsen. Unter letztern sind wahrscheinlich die in den krystallinischen Schiefern eingeschalteten Lager von Kalkstein, Graphit, Quarzit und andern Substanzen gemeint; wir haben schon früher darauf hingewiesen, dass die Verbindungsweise dieser Lager mit den krystallinischen Schiefern eine

derartige ist, dass sie kaum von einander getrennt werden können, und dass die Entstehungsweise der einen nicht sehr verschieden von der der andern erachtet werden dürfe; dass aber diese Kalksteine, Graphite, Quarzite u. s. w. nicht füglich als ursprüngliche Erstarrungskruste unseres Planeten betrachtet werden können, ist durchaus zweifellos.

Dass der Gneiss die anfängliche Kruste der erstarrenden Erd rinde sei, war auch die Ansicht, welche Th. Scheerer in seiner namentlich auf Skandinavien sich beziehenden Abhandlung: »Ueber die Bildungsgesetze des Gneusses« (Karstens u. v. Dechens Archiv XVI. 109) zu Grunde legte. Nach v. Buchs, Hausmanns und Naumanns vereinten Beobachtungen, welche ein getreues Bild von der Felsarchitektur Skandinaviens geben, ist die steile Schichtenstellung und ein annäherndes Streichen in der Nord-Südrichtung ein allgemein durchgreifendes Gesetz bei dem Auftreten des Gneiss und verwandter Gesteine auf dieser Halbinsel; Scheerer bemerkt, dass die ausserordentliche Schärfe, mit welcher dies Gesetz hervortritt, stellenweise so deutlich ist, dass z. B. um Modum der Schichtenbau des Gneiss meilenweit als Richtung zur Meridian-Orientirung führen kann; andernorts sind die Gneissschichten so schlangenartig gewunden, wie ein mitten im lebhaftesten Wellenschlage erstarrtes Meer. Dabei sind alle möglichen Uebergänge von Gneiss in andere Schiefer und Granit (vgl. S. 353) ersichtlich; man gewöhnt sich hier bald daran, das Gleichartige nur in der specifischen Identität der Gemengtheile, keineswegs in der Verbindung oder einem bestimmten Quantitätsverhältnisse derselben zu suchen, die Differenzen des Körnigen, Flaserigen, Schieferigen verlieren hier vollständig ihren Werth. Alle diese eigenthümlichen Verhältnisse hält Scheerer für ursprüngliche: die Schichten des Gneiss müssen in derselben Fallebene und in der undulatorischen Art ihres Streichens, wie beide noch jetzt zu beobachten sind, auch entstanden sein, mithin sei ihr ganzer Bau als ursprünglicher zu bezeichnen. Anknüpfend an die den Lichtenberg'schen Figuren analoge Erscheinung, dass in einer Auflösung von Schwefelammonium in einem Becherglase, in welcher durch längeres Aufbewahren ein Theil des Schwefels frei geworden ist, die feinen Theilchen desselben sich nicht, wie ein anderer Niederschlag horizontal, sondern, den Scheidewänden einer Citrone vergleichbar, sternförmig

um eine senkrechte centrale Linie ordnen und annähernd senkrechte Wände im runden Glase bilden, versuchte Scheerer durch magnetische Kräfte die senkrechte Schichtenstellung des Gneiss zu erklären. »Was ist es, ruft er aus, was wir von diesen magnetischen oder electro-magnetischen Strömen verlangen? Nichts mehr, als dass sie das eben in der Bildung begriffene Glimmerblatt, welches in der flüssigen Masse schwebt und sich frei und leicht bewegen kann, auf welches die Schwere kaum eine Einwirkung hat, dass sie dies Blättchen um seine Axe drehen. Sollte sich nicht hier zwischen dem durch langsame Abkühlung polarisch-electrischen Glimmer und den electro-magnetischen Strömen ein Anknüpfungspunkt dargeboten haben? Sobald die Einwirkung solcher Ströme auf ein sich bildendes Glimmerblatt zugegeben wird, haben wir den Schlüssel zu allen räthselhaften Erscheinungen in dem Bau des skandinavischen Urgebirges, welches mit seiner mehr oder weniger senkrechten Parallelstructur jetzt gleichsam vor unsern Augen entsteht. Das Streichen der Schichten wird, wie der Verlauf der örtlich manchfach gestörten Ströme undulatorisch, aber mit einem allgemeinen Hinweisen auf den zunächst gelegenen nördlichen magnetischen Pol.« Wo die Abkühlung der nicht überall gleichförmig erstarrenden Erdkruste schnell vor sich ging, konnte sich die Paralleltextur nicht vollständig entwickeln und es entstanden Granite.

Als die Vorstellungen von der energischen Wirkung des Wassers in den Eruptivgesteinen sich Bahn zu brechen begannen, lag der Versuch nahe, dieselben auch auf die Genesis der Gneisse anzuwenden. Diese Anschauungsweise von der unter Einwirkung von Wasser erfolgten Erstarrung der äussern Erdkruste zu Gneiss ist gleichwohl schon seit langer Zeit aufgestellt: bereits Humphry Davy und Mitscherlich (Abhandlung. der Berliner Akad. d. W. 1822 und 1823. 38) sprachen die Ansicht aus, dass die geschmolzenen Stoffe unserer Erdrinde unter dem Druck einer gewaltigen Dampfatmosphäre und einer glühenden Wasserschicht erstarrten.

Naumann, welcher die meisten krystallinischen Schiefer vorderhand als kryptogene (vgl. Bd. I. 157) bezeichnet, weil ihre Entstehungsweise zur Zeit noch in Dunkel gehüllt sei, ist geneigt, sich dieser Vorstellungsweise im allgemeinen anzuschliessen, indem ihm die Vermuthung am wahrscheinlichsten dünkt, dass die Aussenseite unseres Planeten, während und nach ihrer Erstarrung, einem

langwierigen und tief eindringenden Conflict mit heissem Wasser und Wasserdampf ausgesetzt war, wodurch eine meilenweit hinabreichende Zersetzung bewirkt wurde, in Folge deren eine sehr mächtige den ganzen Planeten umgebende Hülle von heissflüssigem Schlamm entstand, der das Material zur Bildung jener Gesteine lieferte. »Die chemischen Experimente von Daubrée und die mikroskopischen Untersuchungen von Sorby berechtigen wohl zu der Ansicht, dass bei der Ausbildung des Gneisses, Glimmerschiefers und Urthonschiefers Wasser und hohe Temperatur gleichzeitig in Wirksamkeit waren, und dass ein Krystallisationsprocess eingeleitet wurde, welcher nach Maassgabe der immer grössern Tiefe zu einer immer vollkommnern Entwicklung seiner Producte, d. h. der mineralischen Bestandtheile jener Gesteine gelangen musste.« (Geognosie II. 156.)

Nöggerath spricht ähnliche Ansichten über die Entstehungsweise von Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer aus (Geognosie und Geologie 241).

Daubrée hegt in den seiner Abhandlung über den Metamorphismus angehängten Betrachtungen über die Bildung der Schiefergesteine, welche älter sind, als die Silurschichten, ähnliche Vermuthungen; auch er denkt sich diese Schiefergesteine unter dem Einflusse des Wassers entstanden: das Wasser des Urmeers durchdrang die geschmolzenen Massen und bildete, nach Analogie seiner Wirkungen in Daubrée's geschlossenen und erhitzten Röhren, krystallisirte Mineralien mit Hülfe der Stoffe, welche es eben zerlegt hatte. Diese Körper, im Schoosse der Flüssigkeit gebildet oder aufgeschwemmt, schlugen sich auf deren Grund nieder und bildeten Absätze; der massige Granit und geschieferte geschichtete Gneiss seien vermuthlich beide so auf demselben Wege gebildet, welcher zwischen dem hydatogenen und pyrogenen die Mitte hält.

Wiederholt wurde oben schon darauf aufmerksam gemacht, dass die krystallinischen Schiefer nach oben zu durch allmähliche Uebergänge in klastische, selbst versteinerungsführende Schiefergesteine verlaufen. Diese Thatsache, welche gewöhnlich dazu angewandt wird, um die Lehre von der Metamorphose der sedimentär-klastischen Schiefer in krystallinische zu begründen, versuchte Scheerer mit den bisher vorgetragenen Hypothesen zu vereinigen. Indem er sich ebenfalls zu der Ansicht bekennt, dass ursprünglich die geschmolzenen Stoffe unserer Erdrinde von einer »glühenden Wasser-

schicht« umhüllt waren, lässt er sich unter derselben Gneiss und Glimmerschiefer bilden, die aber bei der allmählichen Abkühlung des Wassers, nach und nach in Thonschieferbildungen übergehen mussten, ja sogar bei einer Temperatur des Wassers, die der unserer jetzigen Meere gleich kam, selbst in Thonschiefer, welcher den Boden für organische Geschöpfe abgeben konnte. Gneiss und versteinerungsführender Thonschiefer repräsentiren bei ähnlicher chemischer Zusammensetzung die beiden Endglieder der Kette, welche mit chemischer Bildung anfängt und mit mechanischer Mengung aufhört. Ebenso gradweise, wie sich die Wasserschicht abkühlte, ebenso stufenweise, wie hier chemische Bildung in mechanische überging, ebenso allmählich verlor sich auch vielleicht die Kraft der anordnenden electromagnetischen Ströme und die Schichten gingen gleichsam nach dem Gesetz des Parallelogramms der Kräfte, aus der senkrechten Stellung in die horizontale Lage über, indem endlich die magnetische Kraft der Schwere unterliegen musste.

Namentlich hat die Theorie, welche in dem Gneiss die erste Krustenbildung der Erde erblickt, aus dem Grunde viele Anhänger gefunden, weil sie gewissermaassen den ältesten Sedimenten einen Boden verschafft, auf welchem diese sich ablagern konnten.

Von Seiten mancher Forscher sind auch gewisse Gneisse auf Grund ihrer Lagerungsweise und ihrer Verhältnisse zu den angrenzenden Gebirgsgesteinen für e r u p t i v e Bildungen erklärt worden.

Poulett Scrope hat bereits im Jahre 1825 und neuerdings 1856 (Qu. journ. of the geol. soc. XII. 350) seine Ansichten über die Existenz eruptiver Gneisse geäussert, Naumann gleichfalls diese Entstehungsweise für manche Gneisse im Neuen Jahrbuch f. Miner. 1847. 297 mit beredten Worten verfochten.

H. Müller betrachtet in seiner Abhandlung über den ältern und jüngern Gneiss des Erzgebirges (vgl. S. 434) den ältern entweder als das älteste, wenn auch bedeutend veränderte Sediment, oder wofür die sehr gleichmässige chemische Zusammensetzung zu sprechen scheine, als die älteste Erstarrungskruste des betreffenden Theils des Erdballs, während für den jüngern Gneiss aber wohl keine andere, als eine plutonisch-eruptive Bildung, ebenso wie sie den nahe verwandten ächten Graniten zukommt, anzunehmen sei. Scheerer äussert, dass der Chemiker, welcher die chemische Constitution der grauen und rothen Gneisse von einer ebenso strengen

Gesetzmässigkeit beherrscht findet, wie die chemische Constitution einer Mineralspecies, sich auf das entschiedenste dagegen sträuben wird, derartige Gesteine aus einem ursprünglich mechanisch zusammengehäuften Material hervorgehen zu lassen, und dass die erzgebirgischen Gneisse wohl unmöglich zusammengeschlämmte Schuttmassen zerstörter Gebirgsarten sein können, welche erst später durch Metamorphismus das jetzige krystallinische Gepräge erhalten haben. Nach ihm bildete jeder dieser Gneisse ursprünglich eine ungetheilte chemische Verbindung mit vollkommen homogener, plutonisch-flüssiger Masse (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 119). Ob indessen wirklich alle Gneisse oder Gneissabtheilungen eine so übereinstimmende Zusammensetzung zeigen, dürfte, da man bis jetzt nur charakteristische und auch im Aeussern übereinstimmende Varietäten mit Uebergehung der abnorm constituirten untersucht hat, vorerst noch nicht ohne weiteres zu bejahen sein (vgl. S. 427), und v. Cotta bemerkt mit Recht, dass sich ein ganz ähnliches Resultat herausstellen würde, wenn unter sich ähnliche Thonschiefervarietäten einer Gegend mit Weglassung aller Einlagerungen zur Vergleichung kämen (Gesteinslehre 1862. 301). Nach Kjerulf und Tellef Dahll tritt die eruptive Natur des rothen Gneiss oder Gneissgranit in Tellemarken sehr deutlich hervor; er durchbricht in unverkennbarer Weise die krystallinischen Schiefer und schliesst Schollen derselben oft von beträchtlicher Grösse ein; vgl. Dahll, über die Geologie Tellemarkens, und Kjerulf und Dahll über den Erzdistrict Kongsberg, Christiania 1860; der dortige graue Gneiss sei dagegen ein metamorphischer Schiefer.

Manche Gneisse sind in der That gar nichts anderes als eine zugehörige Umhüllung, eine Grenz- oder Contactmodification von eruptiven Granitmassen, welche obschon im Innern vollkommen granitisch, so doch nach aussen hin eine mehr oder weniger deutliche Paralleltextur und Schichtung entfalten, und eben dadurch in Gesteine übergehen, welche nach allen ihren Eigenschaften als Gneiss bezeichnet werden müssen. Es ist bekanntlich eine öfters vorkommende Erscheinung, dass die Centra von Eruptivgesteinen ein körniges, die Peripherieen ein schieferiges Gefüge darbieten, und dass solche abweichende Texturausbildungen an den Grenzen einer grössern Eruptivmasse gewissermaassen mit Nothwendigkeit vor sich gehen müssen, darauf hat Poulett Scrope mit höchst be-

achtenswerthen Worten (Qu. journ. of the geol. soc. XV. 1858. 84) hingewiesen; auch im Innern der Granitmassivs geht nicht selten stellenweise die körnige Textur in eine deutlich schieferige über; dass übrigens an und für sich aus der Schiefertextur des Gneiss kein Einwand gegen eine Festwerdung aus einem plastischen Magma geltend gemacht werden kann, wurde schon früher bemerkt (vgl. S. 486). Nochmals sei hier jener scharfkantigen Bruchstücke fremder Gesteine gedacht (vgl. S. 433), welche von einigen Gneissen in ganz derselben Weise umschlossen werden, wie sie sich ebenfalls in den Graniten finden, und welche auf der andern Seite nicht in solchen Gneissen beobachtet werden, die sich auf Grund später zu erörternder Verhältnisse als zweifellos metamorphische Bildungen darstellen. Auch die allerdings nur äusserst selten vorkommenden Gneissgänge (S. 432) dürften als eruptive Vorkommnisse zu erachten sein, deren Ausbildungsweise nicht schwieriger zu begreifen ist, als die eines Phonolith oder schieferigen Quarztrachyt, welche gleichfalls Gänge bilden und deren eruptive Natur wohl kaum Jemand ernstlich in Zweifel ziehen wird.

Frapolli hat sich auch dafür ausgesprochen, dass gewisse Gneisse als eruptive Bildungen aufzufassen seien (Bull. de la soc. géol. IV. 1847. 617). Fournet berichtete in einem Briefe an K. C. v. Leonhard (N. Jahrb. f. Min. 1838. 159), dass es in den Bergen von Izeron wahre Eruptionsgneisse gebe, welche andere metamorphische Gneisse durchsetzen; beide Gneisse seien auch petrographisch durchaus von einander verschieden. Ch. Darwin hat gleichfalls die Vermuthung geäussert, dass der Gneiss von Rio de Janeiro und Bahia, in welchem er fremdartige Bruchstücke beobachtete, eher ein eruptives, als ein metamorphisches Gebilde sein möge (Geolog. observations on South America 141). Naumann ist mit Rücksicht auf die Grenz- und Lagerungsverhältnisse der Ansicht, dass auch »jener merkwürdige Zug von Gneissgranit, welcher hoch oben in Norwegen zwischen dem 68. und 70. Breitengrade die Inselkette der Lofoten nebst einem Theile des angrenzenden Festlandes bildet, und von Vardöe bis Röst eine Längenausdehnung von fast 60 geogr. Meilen erreicht«, höchst wahrscheinlich als eruptive Bildung betrachtet werden müsse (Geognosie II. 170).

Eingehende Untersuchungen im Quellgebiete des Rheins haben vom Rath zu der Ueberzeugung geführt, dass die Fächerbildung der

centralen Gneisse z. B. des St. Gotthardt nicht eine wahre und später gestörte Schichtenbildung sei, sondern auf ursprünglichen Absonderungsverhältnissen beruhe, dass daher auch diese Gesteine keine umgewandelten sedimentären, sondern primitive Ablagerungen seien (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIV. 1862. 524).

Auf der Grenze zwischen denjenigen Hypothesen, welche in den krystallinischen Schiefern ursprüngliche, und denjenigen, welche in ihnen metamorphische Bildungen sehen, steht gewissermaassen die v. Beroldingen's Ansichten vergleichbare Theorie Huttons (Theory of the earth 1795); nach ihr sind diese Gesteine ursprünglich zerkleinerter Schutt von ältern präexistirenden krystallinischen Massen, welcher im locker verbundenen Zustande schichtweise auf dem Boden des Meeres abgesetzt, und unter dem Druck der auflastenden Wasserschichten und dem Einfluss einer hohen Temperatur langsam in jene festen krystallinischen Massen consolidirt wurde, welche sie jetzt darstellen.

In neuerer Zeit haben die Ansichten von der eigentlich metamorphischen Entstehung der krystallinischen Schiefer aus sedimentären Schichten sich weite Bahn gebrochen, wenn auch über die Art und Weise, in welcher diese Umwandlung erfolgt sei, die wesentlich auf eine innere Umkrystallisirung des klastischen Materials hinausläuft, verschiedene Forscher zu verschiedenen Zeiten andere Vermuthungen geäussert haben.

Als die hauptsächlichsten Thatsachen, welche zu Gunsten dieser Theorie aufgeführt werden, lassen sich folgende bezeichnen. Der entschieden vorliegende Uebergang aus klastischem, selbst versteinerungsführendem Thonschiefer und Grauwackenschiefer in krystallinischen Thonglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Gneiss, der in sehr vielen Gegenden deutlich zu beobachten ist, und die Vermuthung nahe legt, dass diesen eng mit einander zusammenhängenden Gesteinsgliedern auch eine und dieselbe ursprüngliche Bildungsweise zukomme, dass die nunmehr krystallinisch erscheinenden Schiefer vormals klastische Massen gewesen seien; die Auffindung von organischen Ueberresten in den krystallinischen Schiefern selbst (z. B. der Belemniten in den Schweizer Kalkglimmerschiefern und Glimmerschiefern), von kohligen Substanzen in ihnen, die aller Wahrscheinlichkeit nach organischen Ursprungs sind (so enthalten die Glimmerschiefer von Airolo, welche mit Granaten und langen

Hornblendenadeln erfüllt sind, nach Daubrée noch 5 pct. Kohlenstoff); die Einlagerungen endlich von Graphiten, Kalksteinen, Dolomiten, Gypsen, Quarziten, von talkigen und chloritischen Schiefern, die inmitten der krystallinischen Schiefer vorkommen und sich oft unmöglich von jenen Gesteinen gleicher Art unterscheiden lassen, welche mit versteinerungsführenden silurischen und devonischen Schichten abwechseln, somit, vermuthlich selbst auf ähnliche Weise gebildet, auch auf einen übereinstimmenden sedimentären Ursprung der einschliessenden Gesteinsmassen hinzudeuten scheinen.

Bereits im Jahre 1808 hatte Brochant in den Alpen der Tarentaise die deutlichsten Uebergänge geschichteter Sedimentärmassen in krystallinische Gesteine nachgewiesen, welche man damals als Urgebirge bezeichnete (Observations géologiques sur les terrains de transition qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes, Journal des mines XXIII. 1808); er gelangte zu dem Schluss, dass die Glimmerschiefer, Talk- und Hornblendeschiefer, dass die körnigen, glimmer- und talkhaltigen Kalke in diesen Gegenden der Alpen einst wirklich geschichtete, zur Uebergangsformation gehörende Gesteine gewesen seien. 1819 wies er sogar in den krystallinischen Schiefern Versteinerungen nach (Découverte des fossiles organiques dans les roches cristallines, Annales des mines (1) IV). Dass auch secundäre Sedimentärgesteine einen Uebergang in krystallinische Schiefer wahrnehmen lassen, ergab sich 1826 bei einer Untersuchung der Alpen von Glarus durch Studer und Merian (v. Leonhard, Zeitschr. f. Min. XXV. 1827. 1).

Diese Theorie der Umwandlung, gewissermaassen schon im Keime in der oben erwähnten Huttonschen enthalten, wurde zuerst im Jahre 1822 durch Ami Boué genauer formulirt, welcher die Vermuthung aussprach, dass durch einen von unten herauf wirkenden Process die Herausbildung von krystallinischem Gneiss und Glimmerschiefer aus klastischen sedimentären Schiefern vor sich gegangen, und dass es die innere Erdwärme, sowie die aus dem Erdinnern erfolgende Emanation von Gasen gewesen seien, wodurch jener Process vermittelt worden. Dadurch sei unter mehr oder weniger starkem Druck eine Art von Schmelzung eingeleitet worden, in welcher die chemischen Affinitäten sich innerhalb gewisser Grenzen geltend machen konnten, wobei indessen die ur-

sprüngliche schieferige Textur nicht wesentlich verändert worden sei; bei der Abkühlung bildeten sich dann krystallinische Mineralaggregate aus; durch das Spiel chemischer Affinitäten und die Einwirkung von Gasemanationen vermöge man auch den Ursprung der in den krystallinischen Schiefern stock-, nester- und lagerweise eingeschalteten fremdartigen Gesteine zu erklären (Annal. des sciences naturelles 1824. 417). Auch machte er darauf aufmerksam, dass namentlich in der Nachbarschaft der Granite derlei Umwandlungen der Sedimentärgesteine in krystallinische Schiefer ersichtlich seien. Diese Theorie hat sich, zumal in frühern Zeiten, zahlreiche Anhänger erworben.

Besonders trug Lyell zur Verbreitung dieser Ansichten bei; im Jahre 1825 bezeichnete er unter der Benennung Metamorphismus diejenigen Veränderungen, welche die ältesten geschichteten Sedimentärgesteine durch die von unten nach oben erfolgende Einwirkung der innern Erdwärme erlitten haben. Die metamorphischen Gesteine bilden einen Theil der hypogenen, womit er alle diejenigen bezeichnete, deren Bildung in der Tiefe der Erde vor sich geht. Auch Élie de Beaumont gehört zu denjenigen, welche schon früh die Lehre vom Metamorphismus in diesem Sinne eifrig verfolgten; so verglich er den Uebergang der Sedimentärschichten in die krystallinisch-schieferigen Gesteine »mit dem physikalischen Bau eines halbverkohlten Feuerbrands, an dem man die Structur der Holzfasern über diejenigen Stellen hinaus zu erkennen vermag, welche noch vollständig die Natur des Holzes zeigen« (Annales des sciences naturelles XV. 362). Er zeigte ferner, dass Kalksteine und andere Gesteine umkrystallisiren konnten, ohne dass eine Schmelzung eingetreten wäre, wie es bei einer Eisenstange geschieht, welche lange Zeit, ohne dass sie erweicht, erhitzt wird (Annales des mines (3) V. 61). Vgl. auch Drée, Journ. des mines Nro. 139.

Die Theorie des Metamorphismus der geschichteten Sedimentärmassen durch eine langsam wirkende innere Erhitzung hat man später noch durch den Nachweis zu begründen versucht, dass unter gewissen Bedingungen die höhere Temperatur des Erdinnern nothwendigerweise heraufrücken musste. Babbage hat gezeigt, dass den von G. Bischof sogenannten chthonisothermen Flächen (den durch alle ein und dieselbe Temperatur besitzenden Tiefenstufen einer Gegend gelegten Flächen) je nach der wechselnden Beschaf-

fenheit der Erdoberfläche eine verschiedene Lage zukommen müsse: lagern sich in Landseen oder Meeren Sedimentschichten ab und werden diese Bassins dadurch ausgefüllt, so muss nothwendigerweise ein Heraufrücken der isothermen Flächen in ein höheres Niveau erfolgen (Quarterly journ. of the geol. soc. III. 207, die Wiederholung seiner bereits 1834 veröffentlichten Betrachtungen). Ueberlagerung durch mächtige Schichtensysteme bewirkt daher zweifelsohne eine Temperaturerhöhung innerhalb der bedeckten Gebirgsmassen. John Herschel (vgl. London and Edinburgh philos. magaz. 1837. XI. 212 und 1838. XII. 576; daraus im N. Jahrb. f. Min. 1838. 98 und 1839. 347), Lyell und Virlet (Bull. de la soc. géol. VIII. 306) haben diese Thatsachen weiter verfolgt und zur Unterstützung der Theorie vom Metamorphismus durch heraufwirkende Erhitzung verwandt. Auch Naumann erklärt sich (Geognosie I. 721) dafür, dass wenn irgend eine Idee geeignet sei, die Ansicht zu unterstützen, dass die kryptogenen Gesteine nur als metamorphische Sedimentschichten zu betrachten sind, dies namentlich diejenige von der durch immer höhere Bedeckung gesteigerten Temperatur sei; er verhehlt sich indessen nicht, dass in vielen Territorien krystallinischer Schiefer eine derartige mächtige Bedeckung, wie sie diese Theorie voraussetzt, gar nicht vorhanden und ebensowenig nachzuweisen sei, dass sie etwa ehemals stattgefunden habe.

Die chemische Zusammensetzung der krystallinischen Schiefer widerstreitet im Allgemeinen nicht dieser Theorie, nach welcher weder eine Zufuhr neuer, noch eine Beseitigung vorhandener Stoffe füglich angenommen werden kann, denn die sedimentären Schiefer bieten durchschnittlich die Stoffe dar, aus welchen sich die krystallinischen Mineralaggregationen herauszubilden vermochten.

v. Cotta schloss sich in eingehenden Betrachtungen (Gesteinslehre 1862. 312) diesen Ansichten an. Die Entstehung der krystallinischen Schiefer sei sehr wahrscheinlich wesentlich durch nichts anderes als durch Druck und Wärme hervorgebracht, sie seien sammt ihren untergeordneten Einlagerungen das letzte Resultat jenes sehr allgemeinen Umwandlungsprocesses, der alle diejenigen sedimentären Schichten betroffen hat und noch fortwährend betrifft, welche durch neuere Ablagerungen mehr oder weniger stark bedeckt werden; vielleicht habe auch noch Wasser sich an der

Umwandlung betheiligt. Dabei sei es offenbar, dass eine sehr starke Bedeckung durch neuere Ablagerungen immer nur in Folge einer vorhergehenden Bodensenkung eintreten konnte; wo man daher die krystallinischen Schiefer an der Erdoberfläche beobachte, müssten sie allemal erst wieder gehoben und ihrer Bedeckung theilweise beraubt worden sein. Die ältesten Silurbildungen Russlands sind deshalb nicht krystallinisch umgewandelt, sondern befinden sich noch im Zustande von plastischem Thon und mürbem Sandstein, weil sie nie stark bedeckt waren. Bei sehr starker Bedeckung könne die Temperatur in den untersten Ablagerungen sogar eine solche Höhe erreicht haben, dass dadurch einige oder alle Gesteinsglieder erweicht, selbst theilweise geschmolzen wurden (z. B. Kalkstein zu körnigem Kalk), ja es könnten dadurch wohl selbst Silicatgesteine erweicht und theilweise in gewissem Grade eruptiv geworden sein, ohne nothwendig ihre schieferige Textur und Schichtung vollständig zu verlieren.

Mehrere Schwierigkeiten scheinen sich jedoch der Theorie, welche die Metamorphose der Sedimentschiefer zu krystallinischen durch eine innerliche Erhitzung erklärt, sowie auch dem Versuch entgegenzustellen, diese erforderliche hohe Temperatur durch Ueberlagerung von anderen Gesteinsmassen herzuleiten. Die Art und Weise, wie aus fein-klastischen Gesteinen deutlich krystallinische Massen blos unter den vorausgesetzten Umständen hervorgehen sollen, lässt sich nur schwer begreifen: die Erhitzung soll nicht so stark sein, dass eine Schmelzung eintritt, denn dadurch würde die schieferige Textur verloren gegangen sein, andererseits aber soll dennoch eine Umkrystallisation, also eine theilweise Sonderung und eine neue, von der ursprünglichen abweichende Zusammengruppirung der jedenfalls stets starr gebliebenen Mineralsubstanzen erfolgt sein. Es sei ferne, daraus, dass bis jetzt keine deutlichen Beispiele von der Wirklichkeit einer solchen lediglich durch Erhitzung bewirkten vollständigen Umkrystallisation gemengter Massen vorliegen, auf ihre Unmöglichkeit schliessen zu wollen; ihre Unwahrscheinlichkeit, welche auch durch die Annahme von hohem Druck nicht geringer zu werden scheint, kann man sich indessen nicht verhehlen; dürfte man eine Durchdringung dieser tiefliegenden Schichten mit heissem Wasser annehmen, welche keineswegs ausser dem Bereich der Möglichkeit liegt, so würde aller-

dings jedwede Schwierigkeit, welche sich der Umkrystallisation auf trockenem Wege entgegenstellt, schwinden; trockenes Gestein leitet die Hitze überhaupt nicht; auch v. Cotta betrachtet das Wasser, wenn auch nur beiläufig, als Agens bei diesen Processen. Dana spricht sich gleichfalls dagegen aus, dass die Hitze allein das umkrystallisirende Agens gewesen sei, und findet die Beihülfe von Feuchtigkeit nöthig, für welche ihm aber die gewöhnliche sog. Gebirgsfeuchtigkeit genügt.

Nach jener Ansicht würden nicht nur ganz excessiv grosse Hebungen und Senkungen, sondern auch die ungeheuersten Denudationen da vorauszusetzen sein, wo nunmehr die krystallinischen Schiefer die Erdoberfläche bilden; Denudationen, welche in solchem Maassstabe stellenweise ganz überaus unwahrscheinlich sind. Bereits in uralten Sedimentärschichten finden wir Fragmente von krystallinischen Schiefern als klastische Elemente, ein Beweis, dass also zu jener frühen Zeit die Ausbildung eines Theils derselben, somit jenes grossartige Spiel geologischer Processe bereits erfolgt sein müsste.

Die hauptsächlichste Schwierigkeit scheint aber dieser Theorie darin zu erwachsen, dass an mehrern Orten Gneiss- und Glimmerschieferbildungen sich finden, welche auf sedimentären Schichten aufruhen, die selbst keine Umwandlung erfahren haben. Um nur eines Beispiels zu gedenken, sei erwähnt, dass in dem Roththal auf der nördlichen Seite der Jungfrau in den Berner Alpen eine 1000 Fuss mächtige und 15,000 Fuss lange Gneissmasse nicht nur auf petrefactenführenden Juraschichten aufruht, sondern auch von denselben bedeckt wird. Hier wird es geradezu unmöglich, anzunehmen, dass eine aus der Tiefe erfolgende Erhitzung gewirkt habe, welche die untenliegenden Schichten vollständig verschont und lediglich die darüberliegenden betroffen habe; jenes Vorkommniss schliesst auch jeden Gedanken an eine etwaige Ueberkippung der Schichten aus. Solchen krystallinischen Schiefern müsste man wenigstens eine ganz abweichende Entstehungsweise zuschreiben.

Man war schon früh darauf aufmerksam geworden, dass die Thonschiefer mancher Gegenden da, wo sie von Eruptivgesteinen, namentlich von Graniten durchsetzt werden, förmlich in Thonglimmerschiefer und Gneiss umgewandelt erscheinen; der Thonschiefer entwickelt in der Richtung auf den Granit zu eine feinschuppige

krystallinische Textur, bei welcher die Glimmerblättchen schon deutlich erkennbar werden, es entstehen Fleckschiefer, Frucht- und Knotenschiefer, auch stellen sich mitunter Chiastolith, Staurolith, Andalusit ein; allmählich wird der umgewandelte Thonschiefer zu einem vollkommenen Glimmerschiefer, welcher in der Nähe des Granit sehr häufig durch Aufnahme von Feldspath in eigentlichen Gneiss verläuft. Ausgezeichnete Beispiele dieser Art finden sich u. A. im sächsischen Erzgebirge, bei Camelford in Cornwall, um Hollywood in der irischen Grafschaft Wicklow, in dem Oo-Thal der Pyrenäen. Hier ist der Metamorphismus ein über jeden Streit der Meinungen erhabenes Factum und dass in diesem Falle in dem centralen Eruptivgestein die Ursache desselben zu suchen sei, ist kaum je ernstlich in Zweifel gezogen worden; man erblickte auch in dieser Umwandlung der sedimentären Schiefer in krystallinische eine Wirkung der vorausgesetzten Glühhitze des Eruptivgesteins.

Auf Grund dieser Beobachtungen hat man die Ansicht geäussert, dass alle krystallinischen Schiefer aus sedimentären Schichten durch die Contacteinwirkung massenhaft emporgedrungener geschmolzener Eruptivgesteine hervorgegangen seien. Abgesehen von der Unwahrscheinlichkeit, dass Hitze allein solche Wirkungen zu äussern vermag, und dass jenen Eruptivgesteinen ursprünglich ein wirklich feuerflüssiger Zustand eigen gewesen, sind es auch noch andere Umstände, welche dieser Theorie, die in ihrer allgemeinen Form stets nur eines geringen Beifalls der Forscher sich zu erfreuen hatte, entgegenstehen. So bedeutend auch an und für sich die Entfernungen sind, auf welche hin sich die nicht abzuläugnende umwandelnde Einwirkung des Eruptivgesteins erstreckt, so ist die letztere doch keineswegs hinreichend, die Entstehung der ganze Landstriche zusammensetzenden, über hunderte, ja tausende von Quadratmeilen verbreiteten, ungeheuer mächtigen Gneissmassen und Glimmerschiefermassen zu erklären. In Sachsen pflegt nach Naumann die Umwandlung des Thonschiefers auf eine Zone von höchstens 6000 Fuss Breite beschränkt zu sein: sie sinkt oft auf einen Raum von nur 100 Fuss Breite herab und kann ganz unscheinbar werden; nach Keilhau wirkt in der Umgegend von Christiania der Granit bis in 5000 Fuss Entfernung, Durocher bemisst diese Entfernung in der Bretagne auf durchschnittlich 4—5000, stellenweise auf 9—12000 Fuss. In grösserm Maassstabe scheint die Contact-

einwirkung nicht vor sich zu gehen, und es ist daher geradezu undenkbar, dass die ausgedehnten krystallinischen Schiefermassen Skandinaviens, Finnlands, des Erzgebirges u. a. Territorien derartigen Processen ihre Ausbildung verdanken. Dazu kommt, dass in vielen solchen Gneiss- und Glimmerschiefergebieten gar keine durchsetzenden Eruptivmassen, welche die Umwandlung hervorgebracht haben könnten, ersichtlich sind. Anzunehmen, dass sie in der Tiefe vorhanden, und nicht zu Tage getreten seien, hiesse eine Hypothese durch eine noch unerwiesenere erklären. Ausserdem zeigt es sich auch an vielen Punkten, dass die Contactwirkung von grossen Granitmassivs keineswegs in einer Hervorbringung von Gneiss und Glimmerschiefer beruht, sondern es erscheinen an ihren Grenzen Hornfels und ähnliche Gebilde oder lediglich Fleck- und Knotenschiefer, die bei weitem keinen so weit vorgeschrittenen Zustand der Umwandlung bekunden, als ihn die zu Gneiss erfordert.

Die hier und da vorkommende, auf beschränkte Abstände hin durch den Einfluss von Eruptivmassen erfolgende Umwandlung von Thonschiefer in Gneiss, Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer darf daher, so zweifellos sie an und für sich ist, keineswegs verallgemeinert, und zur Erklärung der krystallinischen Ausbildung der Schiefer überhaupt verwandt werden.

Was die Art und Weise dieser localen Umwandlung anbetrifft, so kann, wie schon oben erwähnt, an eine solche, die ausschliesslich durch Hitze erfolgt, nicht gedacht werden; die Wirkungen lang andauernder Hitze auf die Gesteine bieten sich uns bei den Kohlenbränden dar, welche aber ganz andere Producte liefern als Gneiss und Glimmerschiefer; in dem sehr geringen Wärmeleitungsvermögen der Gesteine stellt sich übrigens jener Erklärung eine kaum zu besiegende Schwierigkeit entgegen. »Geologen die solches behaupten, ruft Bischof aus, haben wohl nie ihre Hand an das äussere Gemäuer eines Hochofens gelegt, welches selbst nach einer Jahre lang anhaltenden starken Hitze im Schachte sich doch nur wenig erwärmt.« Silliman und Dana (1843) haben den Gedanken ausgesprochen, dass es das Wasser gewesen sei, welches als Vehikel der Wärme bei diesen Umwandlungsprocessen betrachtet werden müsse (Americ. Journ. of sc. and arts 1843. XLV. 111). Lyell hat schon 1841 darauf hingewiesen, dass Gase und Dämpfe, welche von dem feurig erweichten Eruptivgestein ausgehaucht wür-

den, auf weite Erstreckungen hin im Nebengestein fortgeleitet werden könnten, zumal in einem solchen Nebengestein, welches mit Wasser durchdrungen war. Der Ansicht, dass die Umkrystallisationen des klastischen Thonschiefers und der Grauwacke zu Gneiss und Glimmerschiefer, welche augenscheinlich auf ein Eruptivgestein als Ursache zurückgeführt werden müssen, durch eine innige Imprägnation mit heissem Wasser erfolgt seien, scheint sich keine bemerkenswerthe Schwierigkeit mehr gegenüberstellen zu lassen, seitdem St. Hunt's Experimente über die umwandelnde Kraft des warmen, mit kohlensauren und kieselsauren Alkalien imprägnirten Wassers (Proc. of the roy. soc. Lond. 7. Mai 1857) und Daubrée's Untersuchungen über die Wirkungen des überhitzten Wassers so manches festgestellt haben, noch manches andere ahnen lassen, und da nebenbei durch anderweitige Betrachtungen es höchst wahrscheinlich wird, dass bei der Eruption der altmassigen Gesteine das Wasser eine sehr hervorragende Rolle gespielt habe.

Wir wenden uns nun zu andern Ansichten über die Entstehung der krystallinischen Schiefer aus sedimentären.

Manche Forscher, zu deren ersten namentlich Keilhau in Norwegen, Studer und Escher in der Schweiz beobachtend, gehören, haben ihre Zweifel ausgesprochen, dass bei diesen Umwandlungsprocessen hohe Temperatur und Gasemanationen wirksam gewesen, und halten dafür, dass dieselben bei gewöhnlicher Temperatur erfolgt seien. Keilhau spricht sich darüber 1844 folgendermaassen aus: »Man findet den Gneiss und die ihm ähnlichen krystallinischen Gesteine bisweilen in einzelnen Schichten mitten zwischen nicht krystallinischen, offenbar sedimentären Schichten; die krystallinischen Gesteine zeigen dabei Uebergänge in die nicht krystallinischen Schichten; dieselben organischen Ueberreste, welche den letztern angehören, sind auch bisweilen in den erstern zu erkennen. Durch solche allen Geognosten längst bekannte Thatsachen wird uns mit der grössten Deutlichkeit gezeigt, dass die in Rede stehenden krystallinischen Schichten ursprünglich sedimentäre Schichten waren, gerade so, wie die, welche sie einschliessen, dass sie jedoch später umgewandelt wurden, und zwar bei derselben, niemals ausserordentlich erhöhten Temperatur, in welcher sich, wie jedermann zugibt, ihr nicht krystallinisches Hangendes und Liegendes fortwährend befunden haben muss. Diese Aussage, bestimmt und klar,

wie sie ist, bedarf nicht erst einer Auslegung um einen andern Sinn zu bekommen, als den, welcher unmittelbar in ihr enthalten ist und soweit jene Transmutation chemisch unerklärlich ist, folgt aus ihr nichts anderes, als dass die Chemie die zu einer solchen Erklärung nothwendige Entwicklungsstufe noch nicht erreicht hat. Es ist demnach so gut wie ein Erfahrungssatz, dass der Gneiss und die krystallinischen Schiefer überhaupt nichts anderes als umgewandelte Sedimentärgesteine und zwar bei gewöhnlicher Temperatur umgewandelt sind, wenn auch übrigens nicht nachgewiesen werden kann, wie solches geschah.« (vgl. Neues Jahrbuch f. Min. 1846. 844, Auszug aus dem Nyt magazin för naturvidenskåberne 1844. IV. 267).

Studer hat ebenfalls nicht die Wirkung der Erdwärme, sondern eine durch unbekannte Ursachen vermittelte innere Moleculartthätigkeit angenommen (Neues Jahrb. f. Min. 1840. 352; Lehrb. der phys. Geographie II. 150).

Es ist eines der unzähligen Verdienste G. Bischofs, dass er sich mit grosser Entschiedenheit gegen die plutonische Metamorphose der sedimentären Schiefer in Gneiss, Glimmerschiefer und andere krystallinische Schiefer ausgesprochen hat. Die gestreckte Structur der Gemengtheile des Gneiss, welche eine ganz andere ist, als die der ursprünglichen Schiefer, lasse auf bedeutende Ortsveränderungen schliessen, welche in einem, wenn auch noch so sehr erhitzten, doch immer noch starren Gestein kaum denkbar seien, die Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung z. B. zwischen Thonschiefer und Gneiss, welche nothwendig auf die Annahme führt, dass neue Stoffe während der Metamorphose von aussen hinzugetreten, andere ausgeschieden worden seien, der Wassergehalt des Glimmers, alle diese Punkte scheinen ihm völlig unübersteigliche Schwierigkeiten darzustellen, die Umwandlung der Sedimentärschichten durch plutonische Hitzewirkung zu erklären. Dann weist er auch, an Studers Betrachtungen anknüpfend darauf hin, dass metamorphische Gesteine zuweilen die äusserste Decke nicht umgewandelter Gebirge bilden, oder wiederholt mit Lagern abwechseln, auf welche der metamorphosirende Einfluss sich nicht ausgedehnt habe. Statt der plutonischen Cämentation nimmt er eine Metamorphose auf nassem Wege und unter gewöhnlichen Umständen an; was auf diesem Wege der langandauernden Durchwässerung

geschehen könne, bekunden die Pseudomorphosen. »Es reducirt sich der Umwandlungsprocess eines sedimentären Gesteins, wie des Thonschiefers in ein krystallinisches darauf, dass sich die in jenem schon pêle-mêle existirenden und nicht erst zu bildenden Silicate regelmässig nach Verbindungs- und Krystallisationsgesetzen gruppiren und selbständige zusammengesetzte Silicate bilden und dass hierbei zwischen den Silicaten im Gesteine und in den durch dasselbe circulirenden Gewässern gegenseitige Zersetzungen erfolgen, wodurch vorhandene Basen fortgeführt und andere an ihre Stelle gesetzt werden.« Es ist nicht schwer, aus der bekannten Zusammensetzung zweier in einander umgewandelter Gesteine den Gang solcher Auswechslungen zu berechnen.

Was im Allgemeinen die Gesteine betrifft, denen eine krystallinische Metamorphose in Gneiss zugeschrieben wird, so ist dies namentlich Thonschiefer und Grauwackenschiefer; aus Thonschiefer geht auch Thonglimmerschiefer und Glimmerschiefer hervor; aus einem stark glimmerhaltigen Sandstein kann ein quarzreicher Glimmerschiefer oder quarzreicher Gneiss sich entwickeln, letzterer allerdings nur auf Grund beträchtlicher Zufuhr. Die Centralkette der Alpen zwischen Salzburg und Oberkärnthen besteht nach Credner an ihren äussern Rändern aus Thonschiefern der palaeozoischen Periode; zwischen ihnen liegen krystallinische Schiefer, im Allgemeinen um so krystallinischer, je mehr man sich der in die Tauernkette fallenden Haupthebungslinie nähert. Habe man schon die Thonschiefer als metamorphische Gebilde aus thonigen, mergeligen und sandigen Sedimentärgesteinen zu betrachten, so könne man kein Bedenken tragen, die vollständiger entwickelte krystallinische Structur der Gesteine der eigentlichen Centralkette nur durch eine weiter vorgeschrittene Metamorphose zu erklären: Kalkhaltiger Thonschiefer, Kalkthonschiefer, Kalkglimmerschiefer und körniger Kalkstein, — Thonschiefer, feinblätteriger Glimmerschiefer, krystallinisch-blätteriger Glimmerschiefer und Gneiss —, Thonschiefer, Chloritschiefer, Talkschiefer und Serpentin dürften naturgemäss als verschiedene Stufen der Umbildung anzusehen sein (Neues Jahrb. f. Min. 1850. 556). Stur erachtet ebenfalls die krystallinischen Centralstöcke der salzburger Alpen als umgewandelte alte Schiefer und Grauwacken, deren Metamorphose erst nach der Triasformation erfolgt sei (Jahrb. d. geol. R.anstalt. V. 1854. 852), Pichler

hält gleichfalls die tyroler Gneisse für umgewandelte sedimentäre Schiefer (Beitr. z. Geogn. Tyrols 1859. 183).

Von manchen Forschern ist auch die Umwandlung von Kalksteinen in Gneiss hervorgehoben worden, namentlich von Studer, Bischof und Volger. Dass ein solcher Vorgang möglich, ja für gewisse Vorkommnisse nicht ohne Wahrscheinlichkeit sei, scheint nicht füglich bezweifelt werden zu können. Nach Studer sind in den cottischen Alpen die Schiefer und Kalksteine so enge mit dem Gneiss verbunden, zeigen überall so viele Uebergänge in Glimmer- und Talkschiefer, der Kalk wird oft von den sich einmengenden Glimmerblättchen so sehr zurückgedrängt, dass es nahe liegt, in dem Gneiss selbst nur eine weiter fortgeschrittene Metamorphose dieser Kalksteine und Schiefer zu sehen, wofür auch das Vorkommen von Kalklagern im Gneiss spricht (Geologie d. Schweiz I. 62; vgl. auch I. 218; 380). In den alpinen Gneissen ist, wie Volger bemerkt, der Kalkgehalt überhaupt nicht selten. Engelhardt erwähnt von der Feegletscher Alp einen »eigenthümlichen sehr schönen weissen Gneiss mit grünlichem, talkigem Glimmer und hellrothen Granaten ganz durchsäet und etwas Kalkgehalt.« Saussure gedenkt (Voyage dans les Alpes II. 390; Cap. 38) häufig gneiss- und granitähnlicher Gesteine, in welchen Kalkspath die Stelle des Feldspath vertritt. Im Val Pellina ist nach Studer der meist in weissen Marmor übergegangene Kalkstein oft gemengt mit Glimmer, Granat und Quarzkörnern und dann leicht mit Gneiss oder Granit zu verwechseln; im Val Faira ist ein mit Glimmer und Quarz gemengter körniger Kalkstein verwachsen mit Gneissstreifen. Oestlich von Schams in Graubündten geht quarz- und talkhaltender Marmor in ausgezeichneten Gneiss über. Diejenigen wenigen Geologen aber dürften zu weit gehen, welche mit Volger aus Kalkstein alle möglichen Gesteine entstehen lassen, der als Resultat seiner Studien hinstellt: »dass aus einem und demselben sedimentären Kalkstein durch innere Umbildungen hier ein Pyroxengestein oder ein Amphibolgestein, dort ein Granatgestein oder Epidotgestein, dort wieder ein Quarzgestein oder ein Feldspathgestein sich entwickelt hat.« (Neue Denkschr. f. d. allg. schweiz. Ges. f. ges. Naturw. XIV. 1855.) Auch scheint die Frage einer ernstlichen Erwägung werth zu sein, woher denn das charakteristisch schieferige Gefüge rührt, wenn manche Gneisse nur Umwandlungen von

Kalksteinen sind, und welches der Grund ist, dass ein Granit, der aus demselben Kalkstein sich entwickeln soll, nun nicht ebenfalls schieferige, sondern körnige Textur annimmt.

Nach E. Hitchcock lässt sich namentlich in der Umgegend von Newport (Rhode-Island) und Plymouth (Vermont) eine Umwandlung gewisser Conglomerate in Talkschiefer, Glimmerschiefer und Gneiss beobachten. Die Gerölle sollen einen Theil ihrer Silicate ausgeschieden haben, selbst zu Quarz geworden sein, wobei sie einen gewissen Grad von Plasticität erlangt, sich flach gedrückt und in die Länge gezogen hätten, so dass sie nunmehr als Quarzlamellen erscheinen. Durch jene Silicatlösungen sei gleichzeitig das Cäment der Conglomerate in Glimmer, Talk und Feldspath umgewandelt worden (Amer. journ. of sc. (2) XXXI. 1861. 372).

Zumal für diejenigen Gneisse, welche unzweifelhaften Gliedern aus der Reihe der Sedimentärformationen aufliegen, hat man vielorts die metamorphische Entstehungsweise geltend gemacht und es scheint in der That, als ob diese den einzig möglichen Ausweg der Erklärung zeige, obschon man sich nicht verhehlen sollte, dass auch ihr sich manche widersprechende Thatsachen entgegenstellen. Die Metamorphose muss hier offenbar als eine katogene, als eine von oben nach unten wirkende gedacht werden, wie häufig aber schneiden die aufgelagerten Schichten krystallinischer Schiefer scharf an ihrer sedimentären Unterlage ab, eine Erscheinung, welche man keineswegs erwarten sollte, und welche dem katogenen Metamorphismus fast ebensolche Schwierigkeiten bereitet, als das Aufruhen auf unveränderter Unterlage dem anogenen, durch plutonische Wirkungen veranlassten Metamorphismus (vgl. S. 499). Alsdann drängt sich auch die Frage auf, warum diese Metamorphose eine verhältnissmässig so seltene Erscheinung darstellt, warum die ausgedehntesten Terrains der ältesten Schiefer und Grauwacken vorliegen, in denen nirgendwo selbst auch nur ein Anfang zur krystallinischen Umwandlung ersichtlich ist, obschon sie einer Durchwässerung gewiss nicht minder günstige Verhältnisse darboten, als jene Gebiete, in denen die Metamorphose in relativ jüngerer Zeit so allseitig und regelmässig erfolgt sein muss, dass auch keine Spur des ursprünglichen Sedimentärgesteins innerhalb der krystallinischen Schiefermasse zurückblieb.

Unter welchen nähern Umständen und auf welche Weise die

Ausbildung dieser jungen krystallinischen Schiefer von Statten ging, ist eine Frage, welche noch vielfacher Untersuchung bedarf, und wir müssen uns vor der Hand noch damit begnügen, wenigstens die Wahrscheinlichkeit der erfolgten Metamorphose festzustellen. Zu solchen Gneissen, welche, sedimentären Schichten aufgelagert wohl nur als umgewandelte obere Gesteine derselben zu betrachten sind, scheinen zu gehören: die (aus silurischen Schichten hervorgegangenen) Gneiss- und Glimmerschieferbildungen des nördlichen Schottland, namentlich in der Grafschaft Sutherland, welche auf cambrischen Quarziten und Kalksteinen aufruhen, die selbst in discordanter Lagerung einen ältern primitiven Gneiss (Fundamental-Gneiss, für Laurentian gehalten) vom Cap Wrath bis zum Gairloch und nach Skye bedecken (Nicol, Quart. Journ. of geol. soc. XIII. 1857. 17; Murchison ebendas. XV. 1859. 382; Comptes rendus L. 1860. 715; Siluria 3. Aufl. 1859. 195. 553; Lyell, Elements of geology 1865. 753; vgl. auch S. 436). Die krystallinischen Schiefer Norwegens, zumal Westfinnmarkens und Central-Norwegens, welche nach Keilhau und Kjerulf fast alle metamorphosirte cambrische, silurische und devonische Schichten darstellen, in welche sie nach unten zu oft deutlich zu beobachtende Uebergänge zeigen (Keilhau namentlich im I. Bande der Gaea Norvegica, Kjerulf, Geologie des südlichen Norwegens, Christiania 1857. 33). Die alte Gneissformation in Skandinavien ist indessen nach Durocher schon vor der palaeozoischen Periode krystallinisch gewesen; zwischen diesen Gneissen und dem Silur liege kein Uebergang irgend einer Art vor (Sur le métamorphisme des roches im Bullet. de la soc. géol. (2) III. 1846. 620). Ferner dürften hierher zu zählen sein die zahlreichen krystallinischen Schieferbildungen der Centralalpen, z. B. am St. Gotthardt, an der Grimsel, am Montblanc, deren Kenntniss wir vorzugsweise den Forschungen des unermüdlichen Studer verdanken, und welche umgewandelte Jura-, Kreide-, selbst Eocänschichten darstellen; Kalke, welche nicht älter sind, als die Liasformation, umschliessen sie. Rozet ist ebenso der Ansicht, dass die Gneisse, Glimmerschiefer und Talkschiefer der französischen Alpen (vgl. S. 495), die sich vom Ubayette-Thal über den Mont Viso bis jenseits des Mont Cenis erstrecken, metamorphosirte Schichten der Lias- und Juraformation darstellen, deren Umwandlung er freilich auf die Serpentineruptionen schiebt (Bull. de la soc. géol.

(2) XII. 1855. 232). Metamorphosirte Juraschichten sind auch die Gneisse, Quarzite, Talkschiefer und berühmten Marmore (von Carrara) der nordwestlichen Apenninen.

Dass die Umwandlung der klastischen Schiefer in krystallinische zu sehr verschiedenen Zeiten vor sich gegangen ist, erhellt zur Genüge aus dem Vorhergehenden.

Aus diesen Betrachtungen über die Ansichten von der Bildung der Gneisse und der meisten krystallinischen Schiefer ergibt sich die grosse Verschiedenheit derselben. Wenn es sich bei einer unbefangenen Erwägung an und für sich als möglich herausstellt, dass in der That ein krystallinisch-schieferiges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer das Resultat verschiedener Processe sein könne, indem keineswegs allen solchen Vorkommnissen eine und dieselbe Bildungsweise zugeschrieben zu werden braucht, so gewinnt dies, wenn man die Lagerungs- und Verbandverhältnisse derselben ins Auge fasst, bedeutend an Wahrscheinlichkeit. Nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse dürften wohl rücksichtlich der verschiedenen Entstehungsweise namentlich folgende Gneissbildungen zu unterscheiden sein:

1) Ursprüngliche Gneisse, welche möglicherweise die erste Krustenbildung der Erde darstellen; bei ihrer Entstehung muss nothwendig das Wasser neben dem Schmelzfluss eine Hauptrolle gespielt haben; zu solchen Gneissen kann man natürlicherweise nur diejenigen zu zählen wagen, welche erweislichermaassen das Liegende der ältesten Sedimentärformationen bilden und von diesen nur solche, welche nicht durch ihre Einlagerungen auf einen andern Ursprung hinweisen.

2) Ursprüngliche Gneisse, welche als Partieen, namentlich als peripherische Partieen von offenbar eruptiven Granitmassivs deren Entstehung theilen; dass es auch isolirte, eruptive Gneissmassen gebe, welche ausschliesslich aus diesem Gestein zusammengesetzt sind, ohne mit Graniten in Verbindung zu stehen, ist zwar höchst wahrscheinlich (vgl. S. 491. 493), möge indessen vor der Hand noch dahingestellt bleiben.

3) Metamorphische Gneisse, entstanden als Contactproducte aus Thonschiefer und Grauwacke, welche Graniteruptionen umgeben; die Metamorphose scheint vorzugsweise durch das von dem Eruptivgestein ausgehende heisse Wasser erfolgt zu sein.

4) Metamorphische Gneisse, welche man nicht als Contact-

bildungen auffassen kann, entstanden aus der katogenen Umwandlung von Sedimentschichten, vermuthlich durch einfache, bisher aber noch räthselhafte Durchwässerungsprocesse.

In allen Fällen, auch bei den ursprünglichen Gneissen dürfte es wahrscheinlich das Wasser gewesen sein, welches sowohl die Ausbildung der Gneissmineralien aus einem plastischen vielleicht hydatopyrogenen Magma, als ihre Umbildung aus klastischen Gesteinselementen bewirkt hat. Es scheint, dass für die einzelnen Vorkommnisse sich die eine oder andere von diesen verschiedenen Arten der Gneissbildung mit guten Gründen geltend machen lässt und dass Diejenigen auf falscher Spur sind, welche alle Gneisse als durch gewöhnliche Agentien erzeugte metamorphische Bildungen deuten zu können vermeinen. Es sei hier gestattet, der Worte zu gedenken, welche Leonard Horner in seiner Präsidenten-Adresse 1861 an die londoner geologische Gesellschaft richtete: »There is no manner of doubt, that there are vast tracts of gneiss with such distinct stratification, often greatly contorted, to which no other than a sedimentary origin can with any degree of probability be ascribed, however difficult it may be in the present state of our knowledge, to comprehend the nature of the chemical action, by which the original component materials have been altered into new combinations. On the other hand the assertion, that all gneiss has had the same origin, appears to me erroneous.« »So viele metamorphische Gneisse es auch geben möge, ruft Geinitz aus, ohne einen plutonischen Urgneiss, wozu der alte graue Gneiss in Sachsen gehört, entbehrt die Geognosie allen Boden.« (Neues Jahrb. f. Min. 1865. 497). Auch Daubrée unterscheidet z. B. in der Bretagne zweierlei, metamorphische und eruptive Gneisse (Comptes rendus LIX. 1864. 132). Im böhmisch-bayerischen Waldgebirge erweist sich die obere von Gümbel als hercynische bezeichnete Gneissformation (S. 435) mit Hornblendeschiefern, Granuliten, Kalken (eozoonführend) und Graphiten als metamorphische Sedimentbildung, während man in der untern bojischen Gneissformation mit granitähnlichen Gesteinen ohne Kalk und ohne Graphit die primitive Fundamentalbildung zu sehen berechtigt scheint (vgl. v. Hochstetter, Sitzgsber. d. Wien. Akad. 4. Jan. 1866).

Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer erweisen sich in vielen Fällen so eng mit Gneissen zusammenhängend, dass die Bildungsweise dieser drei Gesteine hier eine gemeinschaft-

liche zu sein scheint; vielfach wurde daher auf jene auch bereits bei den frühern Betrachtungen Rücksicht genommen, auf welche daher hier verwiesen sei.

Gustav Bischof hat in der ersten Auflage seines Lehrbuchs (II. 1441 ff.) sehr eingehende Untersuchungen über die bei der Umwandlung von klastischem Thonschiefer in Glimmerschiefer vor sich gehenden Processe angestellt. Nach ihm sind alle Glimmerschiefer metamorphische Bildungen. Naumann unterscheidet metamorphische Glimmerschiefer und kryptogene, solche, deren Ausbildungsweise noch zweifelhaft ist. (Geognosie I. 708.)

Offenbar ist es, dass wenn die klastischen Feldspathelemente sedimentärer Thonschiefer in Glimmer sich verwandeln sollen, dies nur unter gleichzeitiger Ausscheidung von Kieselsäure vor sich gehen kann. Der Quarzgehalt der Thonschiefer wird daher bei einer solchen Umwandlung in Glimmerschiefer, wenn keine Wegführung von Kieselsäure stattfindet, relativ vermehrt werden und diejenigen Thonschiefer, welche bereits viel Quarz enthalten, werden sehr quarzreiche Glimmerschiefer liefern. Ueber die Umwandlung von Feldspath in Quarz und Glimmer vgl. auch Sorby, Report of the british association 1857. 92.

Es scheint im Allgemeinen, dass die Zahl der Glimmerschiefer, für welche sich eine ursprüngliche Bildung geltend machen liesse, eine noch weit geringere sei, als dies bei den Gneissen der Fall ist; für weitaus die meisten Glimmerschiefer dürfte nach unsern jetzigen Kenntnissen die Annahme der metamorphischen Entstehung die einzig gerechtfertigte sein; dasselbe möchte noch in höherm Grade für die Thonglimmerschiefer gelten, für deren Bildung nur höchst selten eine andere Erklärungsweise zulässig scheint. Die Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer der Alpen erweisen sich durch die hier und da in ihnen vorkommenden organischen Ueberreste (Belemniten am Nufenen Pass zwischen dem Tessin und obern Wallis, am Lukmanier und an der Furca) ganz zweifellos als umgewandelte Sedimente, und ebenso wenig kann z. B. in Frage gestellt werden, dass der Glimmerschiefer der Pyrenäen aus umkrystallisirten Thonschiefern und Grauwackenschiefern hervorgegangen sei.

H. C. Sorby, welchem wir schon so wichtige und scharfsinnige Forschungen verdanken, gelangte durch die mikroskopische Untersuchung der Structur von Glimmerschiefern zu dem Resultat,

dass letztere früher Thonschiefer gewesen und dann durch einen Krystallisationsprocess umgewandelt worden seien, und zwar unter Anwesenheit von Wasser, höchst wahrscheinlich auch bei erhöhter Temperatur (Edinburgh new phil. journal (2) 1856. IV. 339; vgl. auch Quart. journ. of the geol. soc. Sitzg. v. 22. April 1863.) Er legt namentlich Gewicht auf die mikroskopische wellige Texturerscheinung (welche er ripple-drift nennt) der ursprünglichen Thonschiefer, welche sich, nicht durch Metamorphismus verwischt, in dem Glimmerschiefer noch wiedererkennen lässt.

Was die Bildung des Granulit anbetrifft, so tritt Naumann entschieden für die eruptive Natur des sächsischen auf. »Die sämmtlichen Erscheinungen, welche die sächsische Granulitformation darbietet, ihr Auftreten innerhalb einer völlig geschlossenen Ellipse, ihre keilförmigen Vorsprünge an den Grenzen, ihre Umgebung durch einen höher aufragenden Wall des Schiefergebirges, die peninsularischen und insularischen Fetzen dieses Schiefergebirges, die höchst auffallenden Metamorphosen seiner Gesteine, die im Granulite auftretenden Granite, endlich die mineralische Zusammensetzung des Granulites selbst, alle diese Erscheinungen dürften nur in der Annahme einer eruptiven Entstehungsweise unserer Granulitformation ihre genügende Erklärung finden. Lange Zeit hindurch mochten die innersten Schichten und die colossalen Fragmente der durchbrochenen Schieferdecke der chemischen Einwirkung des langsam erstarrenden Feldspathgesteins unterliegen, um jene Metamorphosen in Gneiss und Glimmerschiefer zu erfahren, welche so unbezweifelt stattgefunden haben. Und so sehen wir uns denn zu derselben Ansicht gedrängt, welche schon vor einem halben Jahrhundert (1803) von Weiss angedeutet wurde, indem er auf die Nothwendigkeit eines gewaltsamen Heraustretens des Granulites verwies.« (Lehrbuch d. Geognosie II. 184.)

Die französischen Granulite, sowohl diejenigen der Vogesen als der Umgegend von Lyon werden von Rozet (Bull. de la soc. géol. IV. 1834. 136) und Fournet (ebendas. (2) II. 1845. 497) für eruptive Bildungen gehalten. Puton erachtet den Granulit wie den Gneiss für die erste Kruste unserer Erde, welche sich durch wässerige Thätigkeit, begleitet von sehr starker Hitze gebildet habe (Bull. de la soc. géol. (2) IV. 1847. 1395).

F. v. Hochstetter gelangte durch die sorgfältige Untersuchung

der Lagerungsverhältnisse der Granulite im Böhmerwald zu dem Resultat, dass dieselben keine eruptiven, sondern mit dem umgebenden Gneiss gleichzeitige Bildungen seien, indem die Schichten des Gneissgebirges sich ganz der äussern Form der Granulitmassen anschmiegen, sie wie grosse Augen einschliessend, dieselben theils unterteufend, theils überlagernd. »Aller Granulit ist eine Massenausscheidung von gleichzeitiger Entstehung mit den krystallinischen Schiefern, in denen er auftritt. Wo er grössere Gebiete zusammensetzt, ist er eine durch den innern Gegensatz der Substanzen veranlasste Concentrationsmasse von mehr oder weniger regelmässiger ellipsoidischer Form mit concentrisch-schaaligem Bau. Seine grossen ellipsoidischen Stöcke, welche ursprünglich allseitig von den krystallinischen Schiefern umschlossen waren, traten erst später durch die stets fortschreitende Degradation der Oberfläche frei hervor, und bieten sich nun selbst, seit langer Zeit der Verwitterung und Abschwemmung ausgesetzt, in einem mehr oder weniger tief ausgearbeiteten Horizontalquerschnitt der Beobachtung dar.« So zeigen sich bald concentrisch-schaalig gebaute convexe Dome, bald ebenso gebaute concave Mulden. (Jahrb. der geol. R.anstalt. V. 1854. 2.) Gerade die Grossartigkeit einer solchen Architektur scheint sich in der That mit einer Entstehung aus umgewandelten Sedimentärschichten, bei denen sie kaum erklärlich wäre, nicht leicht vereinigen zu lassen.

Naumann suchte diese Ansichten namentlich für den sächsischen Granulit zu widerlegen (Jahrb. der geol. R.anstalt. VII. 1856. 766). Die allgemeine Architektur des sächsischen Granulit und die Lagerungsverhältnisse der ihn umgebenden Schiefer, welche übrigens nicht ursprünglich krystallinisch, sondern sedimentär waren, widersprechen nach seiner Ansicht der Annahme einer gleichzeitigen Entstehung. Die grossartigen Aufrichtungen der Schichten, die Verwerfungen im Streichen derselben, die gewaltsamen Eintreibungen seiner Masse in das Schiefergebirge, die Zertrümmerung und Zerreissung desselben, der Metamorphismus endlich sowohl der angrenzenden, als der losgerissenen Schieferpartieen, sind hier allerdings Einwirkungen, wie sie nur ein eruptives Gestein im Gefolge haben kann. An der südlichen Granulitgrenze im Zschopauthale z. B. beobachtete er 1832, dass Granulit und Glimmerschiefer in höchst abweichender Lagerung aneinander grenzen, indem der Gra-

nulit 50° in S., der Glimmerschiefer 70° in NO. einfällt (Karstens Archiv V. 397).

Die Chloritschiefer und Talkschiefer, beides wasserhaltige Gesteine, kommen unter Verhältnissen vor, dass man sie nur entweder als ursprünglich sedimentäre, vielleicht unter eigenthümlichen Umständen erfolgte Bildungen oder als die Producte einer Umwandlung sedimentärer Schichten ansehen zu können scheint. Die Kenntniss ihrer Entstehungsweise ist im Ganzen noch wenig vorgeschritten; dasselbe gilt auch von den Hornblendeschiefern, deren Bildung, mag sie nun ursprünglich oder metamorphisch sein, noch Gegenstand mancher Forschungen abgeben muss; an der Möglichkeit einer wässerigen Bildung von Hornblende scheint kein Zweifel mehr gestattet zu sein. Dass der Chloritschiefer von Harthau in Sachsen ein Umwandlungsproduct des Thonschiefers sei, ist durch Knop's verdienstvolle Untersuchungen höchst wahrscheinlich gemacht worden. Die Umwandlung eines Thonschiefers in Talkschiefer kann nur durch eine beträchtliche Zufuhr von Magnesia zu Wege gebracht werden. Die Ansicht, dass der Itacolumit durch metamorphische Processe aus glimmerhaltigen Sandsteinen hervorgegangen sei, wird durch die Art und Weise seines Vorkommens wesentlich unterstützt und stösst auf keinerlei Schwierigkeiten.

Klastische Gesteine.

Wir wenden uns nun, nachdem wir die krystallinischen Gesteine vollständig beschrieben haben, jener zweiten grossen Abtheilung der Gesteine zu, welche wir als klastische bezeichnen, indem ihr Material vorzugsweise aus den Trümmern von bereits präexistirenden Gesteinen besteht. Die allgemeinen Verhältnisse dieser Gesteine wurden schon früher (I. 3) besprochen, auch der verschiedenartigen Textur derselben bereits (I. 72 ff.) gedacht.

Die Bildungsweise der klastischen Gesteine ist eine vielseitige und es lassen sich so verschiedene Gruppen derselben unterscheiden:

1) Zusammenschwemmungsgebilde, klastische Gesteine, deren einzelne Elemente mit Hülfe des Wassers zusammengeschwemmt wurden; je nach der Abstammung der klastischen Elemente zerfallen dieselben wiederum in

a) neptunische Zusammenschwemmungsgebilde, entstanden aus dem Trümmermaterial von den an der Oberfläche der Erde abgelagerten Gesteinsmassen. Durch Verwitterungsprocesse aufgelockert, wurden durch die Kraft der Gewässer die entstandenen Blöcke in mehr oder weniger grosse Fragmente zerkleinert, zu Schuttmassen, Kies und Sand zermalmt und zerrieben, und ebenfalls vom Wasser fortgeschwemmt, auf dem Boden von Flüssen, Landseen, Meeren schichtweise abgesetzt. Derlei Gebilde sind z. B. die meisten Conglomerate, die Sandsteine, Grauwacke u. s. w.;

b) vulkanische Zusammenschwemmungsgebilde, solche klastische Gesteine, deren Material in Form von vulkanischem Schutt, Lapilli, Sand, Asche durch vulkanische Eruptionen geliefert, und später durch Mitwirkung des Wassers zusammengeschwemmt und geschichtet wurde. Dazu gehören die

vulkanischen Tuffe zum grössten Theil. Derartige wesentlich aus zusammengeschwemmten vulkanischen Auswürflingen bestehende klastische Gesteinsmassen erscheinen nicht nur in Verbindung mit den heutigen Vulkanen, sondern sind auch schon in frühern Perioden der Erdbildung abgelagert worden. Auch diese vulkanischen Zusammenschwemmungsgebilde sind in der Regel deutlich geschichtet.

2) Reibungsgebilde, entstanden wesentlich ohne Mitwirkung des Wassers; die Fragmente dieser Art von klastischen Gesteinen wurden geliefert, indem durch die Gewalt des in Spalten aufsteigenden eruptiven Gesteins von den Wandungen derselben Bruchstücke losgesprengt wurden, und zugleich die bereits festgewordene Oberfläche durch die nachdrückenden Massen eine Zertrümmerung in einzelne Stücke erlitt; bald sind die so entstandenen Fragmente lose aufeinander gehäuft, bald durch das zu einer krystallinischen Masse festgewordene eruptive Material mit einander verkittet. Diese Reibungsgebilde erscheinen daher auch meistens nicht geschichtet. Finden die erwähnten Vorgänge bei der Entstehung dieser Reibungsgebilde unter Wasser statt, so kann allerdings dasselbe auch bei der Ablagerung derselben ins Spiel kommen.

Noch eine andere Art von Reibungsgebilden führt Naumann auf (Geognosie I. 655, contusive Frictionsgesteine genannt), »solche, welche lediglich in Folge gewaltsamer Bewegungen grösserer oder kleinerer Theile der Erdkruste, durch eine innere Zerbrechung und Zermalmung des von diesen Convulsionen betroffenen Gesteins an Ort und Stelle gebildet wurden, ohne dass mit ihnen das Material eines eruptiven Gesteins unmittelbar in Conflict und Verbindung getreten ist« (Grünstein-Conglomerat bei Crumbach unweit Hainichen; Gneissbreccie am Südrande des Tharander Waldes; Kalksteinbreccie im östlichen Theile der Niesenkette).

3) Vulkanische Dejectionsgebilde, Schichten, welche durch das Niederfallen vulkanischer Auswürflinge auf die Erdoberfläche entstehen.

4) Zerberstungsgebilde; auf diese Art von klastischen Gesteinen haben namentlich Omalius d'Halloy und v. Cotta die Aufmerksamkeit gelenkt; die Fragmente derselben sind durch eine an Ort und Stelle erfolgte, meistens durch Austrocknung oder Contraction hervorgebrachte Zerberstung eines Gesteines entstanden.

Höchst wahrscheinlich ist z. B. die Breccie der Rauchwacke ein solches Zerberstungsgebilde.

Die Fragmente der klastischen Gesteine sind in den meisten Fällen durch ein Bindemittel verkittet, dessen Beschaffenheit und Menge sehr verschieden ist (vgl. I. 3). Daneben unterscheidet man lose klastische Gesteine, zusammengehäufte Trümmer, welche nicht durch ein Cäment verbunden werden.

Rücksichtlich der Natur der Fragmente kann man bei den klastischen Gesteinen monogene und polygene unterscheiden; bei erstern besitzen alle oder doch fast alle Trümmer dieselbe Beschaffenheit und rühren von einem und demselben primitiven Gestein her, während die polygenen klastischen Gesteine aus Bruchstücken verschiedenartiger Gesteine zusammengesetzt sind.

Die sämmtlichen klastischen Gesteine seien in folgendem in drei Abtheilungen gebracht: Die erste derselben befasse die Conglomerate, Breccien, Tuffe mit den dazu gehörenden losen klastischen Gesteinen; die zweite begreife die Sandsteine und sedimentären Schiefer; daran schliessen sich dann als dritte, gewissermaassen einen Anhang bildende Abtheilung, diejenigen ebenfalls nicht ursprünglichen Gesteine, welche Naumann als dialytische oder limmatische bezeichnet. Es sind dies (vgl. I. 80) solche Massen, welche sich als die Rückstände darstellen, die bei der Verwitterung namentlich feldspathreicher Gesteine übrig geblieben sind; die Thone bilden den Hauptrepräsentanten dieser Gruppe. Sie befinden sich übrigens theils noch an ihrer ursprünglichen Bildungsstätte, da, wo die Verwitterungs- und Zersetzungsprocesse, deren Resultat sie sind, gespielt haben, theils sind sie durch Wasser von da fortgeschwemmt und an andern Orten abgesetzt worden.

Conglomerate, Breccien, Tuffe und dazu gehörige lose klastische Gesteine.

1) der einfachen krystallinischen Gesteine.

Quarzitbreccie und Quarzitconglomerat.

Kleinere und grössere eckige Bruchstücke und abgerundete Geschiebe und Gerölle von Quarzit und Quarz, meistens von grau-

lichweisser oder grauer Farbe sind durch ein kieseliges, ockergelb oder braunroth gefärbtes, eisenschüssiges, thoniges Cäment zu einem gewöhnlich sehr harten und schwer zersprengbaren Gestein verbunden.

Namentlich in den Uebergangsformationen sind solche Quarzitconglomerate und Quarzitbreccien ausgebildet. Man kennt erstere in der silurischen Formation Böhmens, im Devon des südlichen Norwegens, im Devon der englischen Grafschaften Hertford und Brecknock, im Millstone-grit bei Clapham unweit Lancaster, auch im Rothliegenden bei Eisenach, im Buntsandstein der Vogesen und bei Commern in der Eifel. In den Ardennen und auf dem hohen Venen bei Château-Salm, Sourbrodt und Malmedy erscheint ausgezeichnete Quarzitbreccie; am Lichtenstein bei Gosberg unweit Hainichen in Sachsen. Eine merkwürdige Bildung ist das von v. Veltheim sogenannte Hornquarzconglomerat aus den Umgebungen des Harzes, bei welchem bis fussdicke graue körnige Quarzitgerölle durch ein kieseliges Cäment zu einem sehr festen Gestein verbunden sind; vgl. auch Karstens Archiv 1829. 131 und Hoffmann, Uebers. d. orogr. u. g. Verh. d. n.w. D. 1830. 592.

Kieselschieferbreccie und Kieselschieferconglomerat.

Durch ein gewöhnlich kieseliges Bindemittel werden meist nussgrosse eckige Bruchstücke und Gerölle von schwarzem Kieselschiefer zu einem harten und festen Gestein verbunden.

Ebenfalls vorwiegend im Gebiet der Uebergangsformationen, z. B. im Voigtlande zwischen Plauen und Rosenthal; bei Burghardswalde in Sachsen.

Hornsteinbreccie und Quarzbrockenfels.

Mit dem Namen Quarzbrockenfels bezeichnet man in Sachsen eine vielfach zerstückelte und zerklüftete Hornsteinmasse von gelblichgrauer bis bräunlichrother Farbe. Die Höhlungen und Spalten zwischen den Bruchstücken sind meist mit Quarzkrystallen, auch mit Amethyst, Rotheisenstein, Brauneisenstein oder Pyrolusit überzogen. Bei Raschau und Langenberg unweit Schwarzenberg in Sachsen bildet dieses Gestein Felsen von sehr rauhem Ansehen. Vgl. Naumann u. v. Cotta, geogn. Beschr. d. Kgrchs. Sachsen II. 35. 43. 203.

Flintconglomerat.

(Feuersteinconglomerat, Puddingstein, Puddingstone).

Abgerundete, nuss- bis faustgrosse Gerölle von graugelbem, braunem oder schwarzem Feuerstein liegen ausserordentlich fest verkittet in einem feuerstein- oder hornsteinähnlichen Cäment von graulicher oder gelblicher Farbe, welchem nicht selten Quarzkörnchen innig beigemengt sind.

Im Silur Englands namentlich der Grafschaft Hertford kennt man ausgezeichnete Feuersteinconglomerate, die von dort den Namen Puddingstein erhalten haben. Die Feuersteingerölle lassen sehr häufig eine concentrische Farbenzeichnung erkennen.

Kalksteinbreccie und Kalksteinconglomerat.

Eckige und abgerundete Bruchstücke von Kalkstein sind durch ein meist kalkiges Cäment verbunden, welches bald späthiger, bald krystallinischer, bald scheinbar dichter kohlensaurer Kalk, bald auch klastischer Natur ist, indem es aus feingeriebenem Kalkschutt besteht, welcher indessen selbst wieder von krystallinischem kohlensaurem Kalk durchzogen und dadurch verkittet ist. Das Cäment ist meist weisslichgrau, mitunter auch durch Eisen ockergelb oder rothbraun gefärbt. Die Kalksteinfragmente sind von verschiedenen weissen, gelben, grauen und dunklern Farben und führen nicht selten Versteinerungen. Neben den Kalksteinen finden sich bisweilen auch Bruchstücke von andern Gesteinen in diesen Conglomeraten und Breccien. Die Kalksteingeschiebe sind es namentlich, welche die merkwürdige Erscheinung der gegenseitigen Eindrücke (Bd. I. 73) aufweisen.

Dichter Kalkstein bildet das Cäment vieler Kalksteinbreccien, z. B. der Pyrenäen, u. a. der ausgezeichneten zwischen Montréjau und Bagiry im Garonne-Thal; ebenfalls derjenigen zwischen Unter-Leupoldsberg und Köstenberg in Unterfranken, derer von Kielce und Checin im Sandomirer Gebirge in Polen.

Einige Kalksteinbreccien mit scharfkantigen Bruchstücken besitzen einen Kitt, welcher aus Dolomit besteht, so z. B. die aus Kohlenkalkfragmenten zusammengesetzte Kalksteinbreccie von den Mendip-Hills, welche der Dyasformation angehört; ebenso das derselben Formation zuzurechnende Kalksteinconglomerat der Umgegend

von Bristol; zum bunten Sandstein (new red) und zum Theil auch zum Lias zählen, wie Ramsay erwähnt, dolomitische Kohlenkalksteinconglomerate in Glamorganshire, Somersetshire, Gloucestershire; nach Schimper gehören hierher die Kalksteinbreccien, welche am nördlichen Abhange der Sierra Nevada grosse Verbreitung besitzen (l'Institut XVII. 1849. 190), nach Rozet die sich noch jetzt bildenden, aus tertiären Süsswasserkalksteinfragmenten bestehenden Breccien vom Tholonet und von St. Victoire bei Aix in der Provence.

Bei andern seltenen Kalksteinbreccien findet sich ein eigenthümliches Cäment, welches eine wackenähnliche Beschaffenheit hat; dazu gehört die unter dem Namen Brecciato oder Mischio di Serravezza bekannte Breccie von Carrara, bei welcher Kalksteinfragmente, die mit einer Rinde von Talk und Chlorit überzogen sind, durch eine bläulichbraune Masse verkittet werden (vgl. dar. Savi, Annal. des sc. natur. XXI. 1830. 68).

In jetziger Zeit bilden sich noch Kalksteinbreccien da, wo kalkbicarbonathaltiges Gewässer durch Anhäufungen von Kalksteinbruchstücken, wie sie z. B. durch Flüsse zusammengeschwemmt werden, hindurchrieselt, und sich alsdann durch Verdunstung der kohlensaure Kalk aus ihm abscheidet, welcher den Kitt abgibt und während des Krystallisirens nach Breithaupts Beobachtung die sich gegenseitig berührenden Kalksteingerölle auflockert und von einander entfernt (Paragenesis d. Mineral. 1849. 46).

Anhangsweise ist bei den Kalksteinconglomeraten die sog. Knochenbreccie zu erwähnen; in einem ockergelben oder braunrothen, meist eisenschüssigen Bindemittel von sandig-thoniger oder kalkig-thoniger Beschaffenheit und bald festem und dichtem, bald lockerem und erdigem Zusammenhang liegen vermengt mit abgerundeten und eckigen Bruchstücken von Kalksteinen und andern Gesteinen Knochentrümmer und Knochensplitter sowie Zähne von Säugethieren, denen sich auch Schaalen von Sand-, Fluss- und Sumpfconchylien beigesellen. Die Lücken und Zellen im Bindemittel und die Höhlungen der Knochen sind gewöhnlich mit einem Ueberzuge von glänzenden Kalkspathrhomboederchen bekleidet oder ganz mit Kalksinter, bisweilen auch mit rothem Eisenocker ausgefüllt.

Diese eigenthümliche Knochenbreccie findet sich hauptsächlich im Kalksteingebirge längs der nördlichen Küste des mittelländischen Meeres, wo sie Spalten, Schluchten und trichterartige

Weitungen manchmal in beträchtlicher Mächtigkeit ausfüllt; so erscheint sie an der spanischen und französischen Küste von Gibraltar bis Savona (ausgezeichnet bei Cette, Antibes und Nizza am Mont du Château und Mont du Boron oberhalb Villefranche), an der corsischen Küste nördlich von Bastia, bei Cagliari auf Sardinien; am Vorgebirge Palinuro zwischen den Meerbusen von Salerno und Policastro; sehr häufig längs der dalmatinischen Küste (Inseln Cherso und Osero, Gegend um Ragosniza, Küste zwischen Trau und Sebenico, Gegend von Nona bei Zara), auch noch auf Corfu und Cerigo.

Die Thierreste sind der verschiedensten Art, stammen aber vorzugsweise von Pflanzenfressern her: von Palaeotherium, Rhinoceros, Hirsch, Ochs, Pferd, Hase, Schaf, Maus, seltener von Löwe, Panther, Fuchs, daneben auch von Landschildkröten, Eidechsen, Schlangen; die Conchylien gehören der Regel nach dem Lande oder Süsswasser, nur ausnahmsweise dem Meere an.

Ausser dieser Knochenbreccie in den Spalten und Klüften an der Meeresküste findet sich eine andere in Höhlen im Innern des Landes, welche jedoch einigermaassen von jener abweicht. Das Bindemittel ist hier in der Regel lehm- oder lettenartig, auch sandig-thonig, ebenfalls eisenschüssig und mitunter durch und durch von thierischer Materie durchzogen. Trümmer von Kalksteinen verschiedener Art sind darin regellos vermengt mit ganzen, zerbrochenen, zersplitterten und angenagten Knochen, welche hauptsächlich Fleischfressern angehören, namentlich in weitaus der grössern Mehrzahl dem Höhlenbär, Ursus spelaeus, aber auch Hyaena spelaea, Felis spelaea, Elephas primigenius, Gulo spelaeus, Rhinoceros tichorhinus. Man hat diese Art der Knochenbreccie, welche auch nur selten von Kalksinter oder Kalkspathdrusen durchzogen wird, Carnivoren- oder Höhlenbreccie genannt im Gegensatz zu der vorigen, der Herbivoren- oder Spaltenbreccie.

Von den Höhlen, in welchen die Knochenbreccie den Boden bedeckt, selbst mitunter überzogen von einer Kalksinterkruste oder einer Schicht schwarzen Schlammes, sind die bekanntesten: die Baumanns- und Bielshöhle im Harz, die Höhlen von Muggendorf und Gailenreuth im fränkischen Jura, die Nebelhöhle bei Reutlingen in Würtemberg, die Altensteiner Höhle im Thüringerwald, die westphälischen Höhlen von Sundwich, Brilon, Rösenbeck, die Adels-

berger Grotte in Krain; die bei Engis unweit Lüttich; die von Mialet, Pondres und Sauvignarques im Gard-Département, die von Bize im Aude-Département; die von Kirkdale in Yorkshire und auf der Halbinsel Gower in Südwales; zahlreiche in Brasilien. Höchst merkwürdig sind die Menschengebeine, Reste von Töpferwaaren und anderer Kunstproducte, welche man mit den Ueberbleibseln jener ausgestorbenen Thiergattungen in den Höhlen gefunden hat, indem sie es als überaus wahrscheinlich darstellen, dass Menschen schon gleichzeitig mit ihnen gelebt haben.

An die Knochenbreccien reihen sich noch andere Bildungen an:

Das Bonebed, oder die Koprolithen- und Saurierbreccie, die vielbesprochene in Schwaben, Franken, Thüringen, Hannover weitverbreitete Grenzbildung zwischen Keuper und Lias; die oberste Schicht der gelblichweissen, sehr feinkörnigen Sandsteine wird durch eine nur einen oder wenige Zoll mächtige Lage gebildet, welche eine wahre Knochenbreccie darstellt, da sie gänzlich mit Knochenresten, Zähnen, Schuppen von Fischen und Reptilien erfüllt ist. Andere Bonebeds erscheinen im obern Ludlow Englands und im untern Kohlengebirge von Armagh, Irland.

Die Knochenthone Brasiliens, rothe eisenschüssige bis 50 Fuss mächtige Thone an den Kalksteinküsten Brasiliens lagernd, in denen eine ungeheure Menge von Säugethierknochen, sowohl Fleisch- als Pflanzenfressern angehörend, auch solche von Reptilien und Vögeln (namentlich Straussen) liegen.

Die Pampasthone in den Pampas Südamericas, bläuliche Thone von grosser Mächtigkeit und Verbreitung, eine erstaunliche Menge von Säugethierknochen enthaltend, darunter das Megatherium.

Dolomitbreccie und Dolomitconglomerat.

Eckige und abgerundete oft sehr zahlreiche Bruchstücke von Dolomit liegen in einem aus Dolomit oder Kalkstein bestehenden Cäment. Dazu gehört u. a. die Breccie der Rauchwacke in der thüringischen Zechsteinformation, welche aus bräunlichschwarzen, sehr festen und dichten Fragmenten von dolomitischem Kalkstein besteht, die durch ein weiches, aschgraues oder gelblichgraues Bindemittel verkittet sind. v. Cotta hält dies Gestein für ein einstmals schlammartiges, beim Austrocknen zerborstenes und zerstückeltes Sediment, in dessen Klüfte neuer, die Bruchstücke cämentirender

Schlamm von nur wenig abweichender Beschaffenheit eindrang. Deutlich ist diese Entstehungsweise bei der Rauchwacke von Neustadt an der Werra unweit Eisenach zu beobachten, wo sich neben den unregelmässig durcheinandergeworfenen Fragmenten auch sehr belehrende Stücke finden, welche an einer Seite zerspalten sind, an der andern noch zusammenhängen (N. Jahrb. f. Min. 1848. 134. Geologische Fragen 1858. 194). Eigenthümlich ist eine Dolomitbreccie aus dem Römerthal bei Raibl in Kärnthen, bestehend aus scharfeckigen Bruchstücken von dunklem, ganz dicht erscheinendem dolomitischem Kalkstein mit 56 $\dot{C}a\ddot{C}$ und 29.2 $\dot{M}g\ddot{C}$, verkittet durch weissen krystallinischen, hier und da drusigen Dolomit (v. Morlot, Jahrb. d. geol. R.anst. I. 1850. 258).

Stinksteinbreccie.

Scharfkantige Fragmente von dunkelblaugrauem bis bräunlichschwarzem Stinkstein liegen in einem bald dichten, bald erdigen Dolomitcäment. In der obern Abtheilung der Zechsteinformation, namentlich bei Wimmelburg, Cresfeld, Hergisdorf, Sangerhausen in Thüringen; auch an der englischen Küste von Durham an der Marsden-Bay und bei Hartlepool (vgl. Sedgwick, Trans. of the geol. soc. (2) III. 90).

Kalksteingeröll.

Lose Massen von Kalksteingeröllen, oft von beträchtlicher Mächtigkeit und Ausdehnung kommen in allen Kalksteinregionen vor.

Dolomitsand.

Lose Massen von gelblichgrauer und gelblichweisser Farbe, bestehend aus kleinen Körnchen oder Rhomboederchen von Dolomit. Solcher Sand findet sich in grössern oder geringern Massen am Fuss mehrerer Dolomitberge der schwäbischen Alp, wie bei Urach und Sternenberg; mächtige Lagen bildend in der Gegend von Pont-Saint-Mayence unfern Compiegne im Dép. der Oise.

Tapanhoacanga.

(Canga, Mohrenkopffels.)

Dieses klastische Eisenerzgestein besteht aus zoll- bis fussgrossen, eckigen, nur selten etwas abgerundeten Bruchstücken von

Magneteisenerz, Eisenglimmerschiefer, Eisenglanz, Brauneisenstein, welche durch ein Cäment von Rotheisenstein, Brauneisenstein oder gelbem, braunem, rothem Eisenocker zusammengekittet sind. Die Eisenerzfragmente sind gewöhnlich in sehr beträchtlicher Menge vorhanden, oft so zahlreich, dass das eigentliche Bindemittel fast ganz verschwindet und die kleinern Brocken die grössern Bruchstücke cämentiren. Das Conglomerat erlangt häufig eine bedeutende Festigkeit; neben den Erzgesteinen liegen gleichfalls manchmal Fragmente von Quarzit, Itacolumit, Thonschiefer, Hornblendeschiefer, Talkschiefer darin. Das Trümmergestein führt auch nicht selten gediegen Gold, namentlich da, wo die Bruchstücke kleiner sind und das Eisenockercäment reichlicher vorhanden ist, gediegen Eisen in kleinen Blättchen (bei Itabira), Amethyst, Chrysolith, Topas, Euklas, Rutil, Chrysoberyll, Diamant und andere Edelsteine.

Nach v. Eschwege lagert dieses Trümmergestein in Brasilien als eine 4—12 Fuss mächtige Schicht auf Eisenglimmerschiefer, auf Thonschiefer, Talkschiefer oder Itacolumit. Namentlich verbreitet ist es in der Gegend von Itabira, Villarica, Marianna und Congonhas do Campo in der Provinz Minas Geraes, wo es in weiter Erstreckung als eine oberflächliche Decke sich über die höchsten Bergrücken, Abhänge, Schluchten und Thäler ausdehnt; so überdeckt es z. B. vollständig auf mehrere Meilen hin den 5000 Fuss hohen Rücken der Sierra do Tapanhoacanga.

v. Eschwege, Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens 1832. 141 und Pluto Brasiliensis 1833. 225.
Heusser und Claraz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XI. 1859. 452.

Magneteisensand.

Der Magneteisensand ist ein loses Aggregat von kleinen eckigen Körnchen, Blättchen und Krystallstückchen von titanhaltigem Magneteisen, welche mehr oder weniger reichlich gemengt sind mit ebenso kleinen Fragmenten von Quarz, Glimmer, Augit, Olivin, Melanit, Zirkon, Spinell, Titanit; auch Blättchen oder Körnchen von Gold und Platin begleiten das Magneteisen. Manchmal sind an den Körnern jener Mineralien noch Krystallumrisse zu beobachten. Hier und da finden sich auch kleine Bröckchen von Lava, Bimstein, Trachyt, Basalt eingestreut.

Solcher Magneteisensand bildet meist nur beschränkte und

dünne Ablagerungen, wenige Zoll bis höchstens 1 Fuss mächtig in den Betten einiger Flüsse, an den Ufern einiger Landseen und an manchen Stellen der Meeresküste. Da er wahrscheinlich hauptsächlich das Resultat eines Schlämmprocesses zertrümmerter trachytischer und basaltischer Gesteine ist, so erscheint er vorzugsweise an solchen Gewässern, welche in vulkanischen Gegenden fliessen, oder darin ihren Ursprung nehmen. Dagegen lagert er aber auch an einigen Orten, welche in gar keiner erkennbaren Beziehung zu basaltischen, trachytischen Gesteinen oder Vulkanen stehen, z. B. auf den Inseln Usedom und Wollin.

Die hauptsächlichsten Lagerungsorte des Magneteisensandes sind:

Die ganze Umgegend von Neapel; Catania auf Sicilien.

Die Gestade des Laacher Sees bei Andernach unweit des Rheins.

Im Rheinthal bei Philippsburg.

In Ungarn am Donau-Ufer bei Vissegrad.

Auf den Ostseeinseln Usedom und Wollin, wo dieser Sand über die ganze Oberfläche verbreitet und an den Dünen am Meeresstrande, sowie in den Schluchten ziemlich massig abgelagert ist.

An der Küste von Menaccan in Cornwall.

An den Ufern des Balaton-Sees.

Auf Teneriffa an der Küste von Guimar.

Viel verbreitet auf Ceylon und in Brasilien.

Auf der Nordinsel von Neuseeland lässt sich der ganze Küstenstrich vom Kaipara-Hafen nördlich bis zur Taranaki-Küste südlich auf ungefähr 180 engl. Seemeilen Länge als ein mächtiges Lager von titanhaltigem Magneteisensand bezeichnen. An der Küste von Taranaki ist der sonst quarzhaltige Sand durch einen natürlichen Scheidungs- und Waschprocess zu ganz reinem Eisensand angereichert (v. Hochstetter, Geologie von Neuseeland 1864. 67).

Beim Flusse Ciénaga in der columbischen Provinz Antioquia findet sich ein Sand, welcher nach Damour und Descloizeaux aus 65 pct. farbloser Zirkonkryställchen, 30 pct. Titaneisenerz und 5 pct. Magneteisen besteht (Annal. de chim. et de phys. LI. 445).

2) der gemengten krystallinisch-körnigen Gesteine.

Granitconglomerat.

Grössere Blöcke, eckige Bruchstücke, abgerundete Geschiebe und Gerölle von Granit sind durch ein vorwiegend aus zerkleinertem Granitschutt bestehendes Cäment zu einem mehr oder weniger festen Gestein verbunden. Solches Granitconglomerat findet sich bei Glösa, Frankenberg und Ortelsdorf unweit Chemnitz in Sachsen im Rothliegenden, bei Aubin und Rive-de-Gier in Frankreich in der Kohlenformation und an mehrern Orten als Glied der Uebergangsformation.

Davon zu unterscheiden sind diejenigen Granitbreccien, bei denen das Cäment ein krystallinischer ursprünglicher Granit ist. Granit- und Thonschieferfragmente eingekittet in ein Granitbindemittel kommen nach Hoffmann bei Reizenstein und Oberklingensporn im Fichtelgebirge vor (Uebers. d. orogr. u. g. Verh. d. n.w. D. 432), ähnliche nach Reuss bei Reichenburg und Skutsch im Chrudimer Kreise in Böhmen (Kurze Uebers. d. geogn. Verh. Böhm. 1854. 33). In den Pyrenäen sind häufig die von Charpentier sogenannten granites brechiformes, bei denen zahlreiche, eckige und abgerundete Stücke eines feinkörnigen, meist glimmerreichen Granit durch einen grobkörnigen, glimmerarmen Granit cämentirt werden (vgl. darüber auch Bull. de la soc. géol. (2) I. 385). Blöcke einer ausgezeichneten Granitbreccie beobachtete G. Leonhard bei Schlierbach (Skizze des Grossh. Baden 1846. 13). H. Lloyd gab Nachricht von einem solchen sehr festen Granitconglomerat beim Dorf Blackrock südlich von Dublin; bei Seapoint und bis Old Dunbary sind das Cäment und die eingeschlossenen Blöcke von sehr verschiedener Natur (Journ. of the geol. soc. of Dubl. I. Th. 2. S. 83; N. Jahrb. f. Min. 1837. 689).

Syenitconglomerat.

Besteht in ähnlicher Weise aus grössern und kleinern Fragmenten und Geröllen von Syenit, denen auch wohl Bruchstücke anderer Gesteine beigemengt sind, verkittet durch ein Bindemittel von gröberem Syenitschutt.

In der Silurformation bei Corswall-Point in Schottland; im Zschoner Grunde bei Dresden, zum Rothliegenden gehörig; auch die untersten Schichten des Quadersandsteins bei Coschütz in Sachsen bildend (nach Naumann).

Arkose (Alex. Brongniart).
Feldspathpsammit (Naumann).

Arkose ist ein aus der Zersetzung von Graniten, auch wohl Gneissen hervorgegangenes hellfarbiges Schuttgestein, ein Feldspath-Quarz-Glimmersand. Körner von graulichweissem Quarz, röthlichweisse bis fleischrothe Körner von bald frischem, bald kaolinartigem Orthoklas meist auch Glimmerblättchen sind durch ein Bindemittel cämentirt, welches in manchen Fällen thonig oder kaolinisch, in zahlreichen andern Fällen aber auch kieselig, chalcedon- oder hornsteinartig ist. Die Kieselsäure des Bindemittels wurde wahrscheinlich durch den Zersetzungsprocess des Orthoklas zu Kaolin geliefert. Manchmal fehlt das Bindemittel aber auch ganz und dann stellen sich diese Gesteine als lose Aggregate von Quarzkörnern und Feldspathbröckchen dar, untermengt mit einigen Glimmerblättchen. Arkose geht einestheils in gewöhnlichen Sandstein, anderntheils in Granitgruss über, zu welchem noch jetzt die Oberfläche der Granitablagerungen durch Verwitterung zerfällt. Die Arkose der Bourgogne enthält eingesprengt und nester- oder trümerweise Bleiglanz, Eisenkies, Kalkspath, Flussspath, Schwerspath, Quarz, Chalcedon.

Solche Arkose lagert in der Regel in der Nähe granitischer Massen, und erscheint in Formationen sehr verschiedenen Alters; so z. B. bildet sie in Rheinbayern Ablagerungen im Steinkohlengebirge; in den Vogesen, bei Waldshut am Schwarzwald, beim Bad Liebenstein am südlichen Abhange des Thüringerwaldes stellt sie, zum Theil unmittelbar auf Granit aufruhend, das unterste Glied des Buntsandsteins dar; in der Bourgogne tritt sie als ein mächtig entwickeltes Glied der Liasformation auf, in der Auvergne hat sich zur Tertiärzeit Arkose abgelagert (Rozet, Mém. de la soc. géol. (2) I. 57).

Felsitporphyrbreccie.

Scharfkantige Bruchstücke von Felsitporphyr werden durch ein bald aus krystallinischer Porphyrmasse, bald aus feinerm Por-

phyrschutt bestehendes Cäment verbunden. Es erscheint nothwendig, diese beiden nach Aussehen und Bildungsweise verschiedenen Abarten von Porphyrbreccie auseinander zu halten.

In der ersten liegen die scharfkantigen und -eckigen Porphyrtrümmer in einem harten krystallinischen Teig, mit welchem sie sehr fest verkittet sind. Ist das Porphyrcäment, was nicht selten der Fall, von gleicher petrographischer Beschaffenheit, wie die eingeschlossenen Fragmente, so hält es bei der innigen Verschmelzung meistens sehr schwer, beide von einander zu unterscheiden und den klastischen Charakter des Gesteins überhaupt zu erkennen; bisweilen treten alsdann auf der Bruchfläche eckige Flecken hervor, und durch die Verwitterung grenzen sich Bindemittel und Bruchstücke gewöhnlich schärfer gegeneinander ab, da beide selten gleichmässig verwittern. Stellt dagegen der krystallinische Teig eine andere Porphyrvarietät dar, als die umhüllten Trümmer, so ist die Unterscheidung beider eine leichte, da auf der Bruchfläche verschieden gefärbte, scharf und deutlich contourirte Flecken erscheinen. Manchmal auch gehören die eingekitteten Porphyrfragmente verschiedenen Varietäten an und dann gewinnt die Porphyrbreccie auf der Bruchfläche, zumal im geschliffenen Zustande oft ein sehr schönes, buntscheckiges Ansehen. So kommt nach Senft auf der ehernen Kammer am Thüringerwald (drei Stunden südöstlich von Eisenach) eine an lichtbräunlichgrauem oder grünlichem krystallinischem Teig arme Porphyrbreccie vor, in welcher rhombische, rechteckige und rundliche Trümmer von graubraunem, braunrothem und grünlichem Porphyr bunt durcheinander liegen (Char. d. Felsart. 292).

Die Dimensionen der eingekitteten Trümmer sind natürlicherweise sehr wechselnd, meistens besitzen sie die Grösse einer Wallnuss oder Faust, bisweilen hingegen sind sie fuss- und überfussgrosse Blöcke; nicht minder ist die Menge der Trümmer sehr verschieden, welche mitunter so zahlreich und dicht gedrängt sind, dass sie fast unmittelbar nebeneinander liegen und das Cäment zwischen ihnen nahezu verschwindet.

Die so beschaffenen Porphyrbreccien (Trümmerfelsitporphyre) zeigen gewöhnlich keine Schichtung, dagegen mitunter eine säulenförmige Absonderung, wie z. B. nach Élie de Beaumont im Thal von Niedeck in den Vogesen eine über 20 Meter hohe Felswand in ausgezeichnete, oft nur 6 Centimeter dicke Säulen abgesondert

ist. Der Felsen, auf dem die das weite Etschland beherrschende Burg Sigmundskron in Südtyrol liegt, besteht, wie v. Richthofen anführt, aus höchst vollkommen ausgebildeten Säulen einer charakteristischen Porphyrbreccie (Geogn. Beschr. v. Südtyrol 126); dieselbe säulenförmige Absonderung der Porphyrbreccie erwähnt Hausmann vom Badener Berge bei Baden am Schwarzwald (Geogn. Bemerk. üb. d. Geg. v. Baden bei Rastatt 24). Diese Breccie steht immer in Verbindung mit Felsitporphyren, bald deren Unterlage, bald deren Bedeckung und Umhüllung bildend; so in den Vogesen (am Schlossberg von Thann, in den Thälern von Niedeck und Hérival), am Thüringerwald (an der ehernen Kammer, in der Umgegend von Friedrichsrode am Wege nach Kleinschmalkalden, am Rennsteig zwischen Friedrichsrode und Tambach, in der Umgebung von Oberhof nach Senft). Einerseits geht diese Breccie in massigen Felsitporphyr, andererseits in geschichtete Porphyrconglomerate und Porphyrtuffe über.

Diese Porphyrbreccien mit krystallinischem Cäment sind wahrscheinlich eruptiven Ursprungs und in der Weise gebildet, dass während der Eruption der Porphyre bereits festgewordene Massen einer Zertrümmerung, vermuthlich durch das von unten stossweise nachdrängende plastische Material, unterlagen und alsdann die enstandenen Bruchstücke durch das letztere umhüllt und verkittet wurden. Stellt man sich solche Eruptionen als untermeerische vor, so wird der mögliche Zusammenhang mit Conglomeratbildungen leicht ersichtlich.

Andere Porphyrbreccien, wesentlich von den bis jetzt betrachteten verschieden und den Charakter sedimentärer Bildungen an sich tragend, sind diejenigen, welche aus scharfkantigen und eckigen Porphyrfragmenten bestehen, die durch ein aus feinerm Porphyrschutt gebildetes Bindemittel verkittet werden; bei diesen ist also das Bindemittel nicht krystallinischer, sondern klastischer Natur. Auch bei ihnen sind die cämentirten Bruchstücke bald von übereinstimmender Beschaffenheit, bald gehören sie abweichenden Porphyrvarietäten an. Eine eigenthümliche Porphyrbreccie ist nach Blum (Lithologie S. 303) die von Oehrenstock bei Ilmenau in Thüringen, wo scharfkantige Bruchstücke von Porphyr durch Kalkspath oder auch durch strahlig-faserigen Manganit verbunden sind, welcher als eine Verdrängung des Kalkspaths erscheint.

Felsitporphyrconglomerat.

Abgerundete Bruchstücke und abgeschliffene Gerölle von Felsitporphyr sind bald durch ein klastisches, bald durch ein krystallinisches Cäment zu einem Gestein verbunden. Das eigenthümliche Auftreten von krystallinischem Porphyrteig als Bindemittel ist bei den Felsitporphyrconglomeraten bei weitem nicht so häufig, als bei den Breccien.

Das klastische Bindemittel bei den Conglomeraten erscheint meistens als ein feingeriebener Porphyrschutt, bisweilen auch als ein eisenschüssiger oder etwas sandiger Thon oder sandiger Schieferletten von vorwiegend röthlichgrauer oder röthlichbrauner Farbe. Die Festigkeit des Gesteins ist wegen der wechselnden Beschaffenheit des Bindemittels sehr verschieden; ist letzteres thoniger Art, so ist sie gewöhnlich nur gering, manchmal ist dagegen der feine Porphyrschutt in sich selbst so innig cämentirt, dass er einem festen, feinkörnig krystallinischen Gesteine gleicht. Ausser den abgerundeten Trümmern von Porphyr finden sich in diesen Conglomeraten auch noch manchmal die anderer Gesteine beigesellt; so erwähnt Senft, dass das Conglomerat von Gehlberg zwischen Zelle und Oberhof im Thüringerwald Thonschieferbruchstücke enthält, und dass in den Conglomeraten bei Friedrichsrode am Thüringerwald neben den Porphyrtrümmern auch viele Melaphyrtrümmer liegen. Die Porphyrconglomerate, welche in der Regel eine deutliche, oft sehr deutliche Schichtung erkennen lassen, sind vielfach mit Porphyrbreccien verknüpft, indem deren Trümmer nach und nach an den Kanten und Ecken Abrundung zeigen; damit hängt auch die Erscheinung zusammen, dass durchschnittlich die Dimensionen der Geschiebe in den Conglomeraten etwas geringer sind, als die der Fragmente in den Breccien.

Wie die Porphyreruptionen vorwiegend in die Bildungszeit des Rothliegenden hineinfallen, so stehen auch sämmtiche klastische Gesteine der Porphyre in sehr naher Beziehung zu der Ablagerung dieser Schichten, zu welchen sie ein beträchtliches Material geliefert haben. So bilden z. B. grobe Porphyrconglomerate Glieder des obern Rothliegenden im Oschatz-Frohburger Becken, ebenfalls im Döhlener Bassin in Sachsen, bei Wiederstädt am Harz, am nordwestlichen Theile des Thüringerwaldes, zwischen Georgenthal, Dambach und Asbach; bei Baden im Schwarzwald bestehen die

tiefsten Bänke des Rothliegenden aus Porphyrbreccien, die mittlern aus harten und losen Conglomeraten.

Porphyrpsammit nennt Naumann (Geognosie I. 671) die sandsteinähnlichen feinern Abstufungen der Porphyrbreccien und Porphyrconglomerate, in welchen die einzelnen Bruchstücke etwa nur die Grösse einer Erbse oder eines Hirsekorns besitzen; sie entwickeln sich nach und nach aus den gröbern klastischen Gesteinen, und verfeinert sich ihr Korn allmählich noch mehr, so gehen sie in Porphyrtuffe oder sog. Thonsteine über, während aus ihnen durch Aufnahme von klastischen Quarzkörnern grobkörnige Sandsteine entstehen. Am Berge von Roquebrune in der Esterel-Kette der Provence ist z. B. der ganz allmähliche Uebergang aus dem Porphyrconglomerat durch den Porphyrpsammit in den bunten Sandstein ersichtlich, der Felsitporphyr Südtyrols verläuft nach und nach in den zur untern Trias gehörenden Grödner Sandstein. Die Porphyrpsammite weisen sehr verschiedene, oft bunte Farben auf, zeigen gewöhnlich eine sehr deutliche Schichtung und eine in der Abwechslung der Farbe oder der Korngrösse sich offenbarende Paralleltextur. In diesen feinerklastischen Gebilden kommen auch schon organische Ueberreste, namentlich Pflanzenabdrücke vor.

Porphyrtuff oder Felsittuff.

Thonstein.

Im Bruch erdiges Gestein, aus dem auf das feinste schlammartig zerriebenen Porphyr- oder Felsitschutt hervorgegangen.

Die Färbung der Felsittuffe ist ungemein wechselnd, gelblichweiss, graulich, röthlichgrau, bläulichweiss und grünlichweiss, alle diese Farben in dunklere übergehend, bis ins isabellgelbe, bräunlichrothe, lavendel- und violblaue, berggrüne; dabei sind sie oft buntfarbig, verschiedenfarbig geadert und gestreift, mit bald verwaschenen Uebergängen, bald scharfen Grenzen zwischen den einzelnen Farben. Bisweilen enthalten die Felsittuffe krystallinische Quarzkörner, Feldspathkrystalle und Glimmerblättchen, wahrscheinlich spätere krystallinische Bildungen, welche innerhalb der Tuffmasse durch eine Regeneration des Schlammmaterials vor sich gegangen sind: ja stellenweise besitzen die Felsittuffe ein vollständig krystallinisches Aussehen. Die meisten der buntgestreiften sog. Bandjaspise, namentlich die von Wölftitz bei Frohburg in Sachsen

sind, wie Naumann (Geognosie I. 672) anführt, sehr harte und dichte Felsittuffe, welche, im Gegensatz zu dem eigentlichen Bandjaspis, vor dem Löthrohr schmelzen.

Knop, welchem wir eine ausgezeichnete Arbeit über die Felsittuffe von Chemnitz verdanken, unterscheidet dabei pelitische, psammitische und psephitische Varietäten. Die erstern von thon- bis bolusartiger Beschaffenheit, fast wie ein Mittelding zwischen Kreide und Meerschaum erscheinend, bestehen, wie die Analyse eines Stücks von Niederrabenstein ergab, aus ca. 91 Pholerit (ein wasserhaltiges Singulosilicat von Thonerde), und 9 Quarz. In den andern Varietäten hat Knop unter dem Namen Pinitoid ein meist in lenticularen Massen oder sog. Flatschen in den Tuffen vorkommendes Mineral kennen gelehrt, welches als secundäres Umwandlungsproduct von Feldspath erscheint; es ist lauchgrün, ölgrün, graulichgrün bis weisslich, mit glimmerähnlicher Zusammensetzung, von pelitischem bis dichtem Habitus und durch heisse Schwefelsäure aufschliessbar; ein wesentlicher Grundbestandtheil des Felsittuffs kann es von dessen übrigem Material durch heisse Schwefelsäure getrennt werden. Pinitoid ist aus Orthoklas durch Aufnahme von Wasser, Ausscheidung von Kieselsäure und Kali, und theilweisen Austausch von Eisenoxydul gegen Kali entstanden; es bildet auch ausgezeichnete Pseudomorphosen nach Orthoklas und scheint ein Stadium der Umwandlung in Glimmer zu sein.

Grössere Bruchstücke von Felsitporphyr, Felsitmasse und andern Gesteinen, welche nicht selten in den gröbern Felsittuffen liegen, verleihen denselben einen breccienartigen Habitus. In den Felsittuffen von Chemnitz sind alle Bruchstücke fremder Gesteinsmassen eigentliche Gerölle. Festere Concretionen von rundlichen Umrissen kommen mitunter in den lockern feinerdigen Felsittuffen vor. Durch allmähliche Aufnahme von Thon und feinem Quarzsand wird ein Uebergang in Schieferletten und Sandsteine hervorgebracht.

Chemische Zusammensetzung der Felsittuffe:

I. Grünlicher typischer Felsittuff (Thonstein) von dem Zeisigwald bei Chemnitz nach Knop. Spec. Gew. 2.625.

II. Bläulichröthlichweisser Felsittuff ebendaher, nach Eras. Spec. Gew. 2.812.

III. Grünlichweisser Felsittuff ebendaher, nach Eras. Spec. Gew. 3.025.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . .	79.73	75.16	76.37
Thonerde . . .	11.34	12.43	13.94
Eisenoxyd . . .	—	3.63	3.18
Eisenoxydul . .	0.99	—	—
Manganoxydul .	Spur	—	—
Kalk	—	Spur	Spur
Magnesia . . .	0.27	—	—
Kali	3.81	6.24	4.59
Natron	0.17	1.62	1.07
Wasser	2.12	1.37	1.58
	98.43	100.45	100.63

Diese Analysen sind in ihrem hohen Kieselsäuregehalt, ihrem nur spurenhaften Kalk- und Magnesiagehalt sowie ihrem Ueberwiegen von Kali über Natron denen der Felsitporphyre überaus ähnlich; auch ist auffallender Weise der Wassergehalt kaum beträchtlich höher als bei diesen. Knop berechnete die Zusammensetzung von I. zu: Quarz 58.06; Glimmer 6.19; Feldspath als Grundmasse unzersetzten Felsitporphyrs 8.44; Pinitoid 25.73.

Bald sind die Felsittuffe ungeschichtet, bald sind sie und mitunter sehr deutlich und dünn geschichtet. Nicht selten sind organische Reste, namentlich vegetabilischer Art in den Felsittuffen: Pflanzenstämme in grauen und braunen Hornstein verkieselt, oder als Steinkerne von Thonstein erscheinend, fusslange Asttheile nach Eras durch blauen Flussspath petrificirt, Abdrücke von Blättern und Stengeln, mitunter mit einem grünen steinmarkähnlichen Ueberzug.

Mit Recht hält Naumann dafür, dass es neben den Thonsteinen, welche aus feinzerriebenem Porphyrdetritus hervorgegangen sind, auch solche gebe, welche als schlammartige Massen aus dem Innern der Erde ausgestossen, und dann vom Wasser bearbeitet und in Schichten ausgebreitet sind (Geognosie II. 600). Wir würden es also hier mit Massen zu thun haben, ähnlich der Moja der heutigen Vulkane. Manche Felsitporphyre gewinnen übrigens durch vorgeschrittene Verwitterung ein Ansehen, welches dem der Thonsteine überaus ähnlich ist, so dass es bisweilen schwer fällt, beide gehörig auseinander zu halten.

Die Hauptablagerung der Felsittuffmassen gehört im erzgebirgischen Bassin dem untern Rothliegenden an; bei Chemnitz (im Zeisigwald), Oberwiesa und Ebersdorf lagern sie über den untersten Schichten und werden anderswo von braunem Felsitporphyr überlagert. Auch in andern Ablagerungen des Rothliegenden fehlen die Felsittuffe nicht. Schon im Bereich der Steinkohlenformation begegnen wir Felsittuffablagerungen, so z. B. in den Bassins von Döhlen unweit Dresden, Radnitz in Böhmen, Villé in den Vogesen, überall in Verbindung mit Porphyren, die entweder als Grundgebirge vorhanden waren, oder während der Steinkohlenformation zur Eruption gelangten.

Knop, Beiträge zur Kenntniss der Steinkohlenformation und des Rothliegenden im erzgebirgischen Bassin, Neues Jahrb. f. Min. 1859. 532.

Eras, die Felsittuffe von Chemnitz, Neues Jahrb. f. Min. 1864. 673.

Auch die Melaphyre haben ihre Conglomerate und Tuffe geliefert.

Verschiedene klastische Gebilde sind aus der Gruppe der ältern basischern Feldspathgesteine (Diabas, Aphanit, Diabasschiefer, Labradorporphyr u. s. w.) bekannt. Man begreift dieselben zweckmässig mit Naumann unter dem allgemeinen Namen der klastischen Grünsteinbildungen, da die eigentliche mineralische Beschaffenheit der betreffenden Gesteinsbruchstücke doch im Ganzen noch wenig erforscht ist.

Grünsteinconglomerat und Grünsteinbreccie.

Diabasconglomerat und Diabasbreccie z. Th.

Grössere und kleinere theils scharfkantige Bruchstücke, theils abgerundete Gerölle von diabasischen Grünsteinen sind durch ein Cäment zu einem schmutzig graugrünen meistens dunkelgrünen Gestein verbunden.

Das Cäment dieser Conglomerate und Breccien ist mehrfacher Art; einestheils stellt es sich als eine krystallinische Grünsteinmasse dar, von bald körnig-schieferiger, bald feinkörniger, bald scheinbar dichter Beschaffenheit, und es liegen alsdann die Bruchstücke meist ziemlich fest eingekittet darin; anderntheils ist das Cäment selbst klastischer Natur, indem es aus feinzerriebenem und geschlämmtem Grünsteinmaterial besteht; dass beide Bindemittel schwer von

einander zu unterscheiden sind, zumal, da sie sich meist in verwittertem Zustande befinden, ist offenbar. Bald herrscht das Bindemittel vor, bald wird es durch das Ueberwiegen der Fragmente zurückgedrängt. Das Bindemittel braust in Folge von Zersetzungsprocessen sehr häufig mit Säuren.

Die verkitteten Fragmente gehören nicht selten verschiedenen Diabasvarietäten, z. B. körnig, schieferig oder dicht ausgebildetem an. Mitunter finden sich dazwischen auch Bruchstücke und Gerölle von fremdartigen Gesteinen, von krystallinischen Schiefern, von Grauwacke oder Thonschiefer, von einem lichtbläulichgrauen bis fast lavendelblauen basaltjaspisähnlichen Gestein. Diese klastischen Grünsteine, welche sich an die grössern massigen Grünsteinablagerungen knüpfen, sind meistens gar nicht oder doch nur sehr unvollkommen geschichtet und nur gewisse schieferige Breccien zeigen eine mitunter recht deutliche Schichtung.

Im sächsischen Voigtlande, in den reussischen Fürstenthümern und den benachbarten Theilen von Oberfranken, zumal in der Gegend von Elsterberg über Plauen nach Hof finden sich in grosser Verbreitung und mächtiger Entwicklung oft ziemlich deutlich geschichtete, dickschieferige Grünsteinconglomerate und -Breccien, welche einerseits mit massigen Grünsteinen (Diabasen) zusammenhängen, andererseits in feinere klastische Grünsteingebilde, in Grünsteintuffe übergehen. In manche dieser Grünsteinbreccien sind nach Naumann Kalksteinlager z. Th. fossilführend und Kalksteinstöcke eingelagert, so dicht bei Plauen in Sachsen, zwischen Pöhl und Helmsgrün, bei Hartmannsreuth und Haidt unfern Hof im Fichtelgebirge, zwischen Löhma und Stelzendorf nördlich von Schleiz.

Im Fichtelgebirge, im Harz und in Devonshire kennt man ebenfalls Grünsteinbreccien.

Es sei hier für alle klastischen Grünsteingebilde die innige Beziehung hervorgehoben, in welcher sie zu den Schichten der Uebergangsformation stehen. Nicht nur dass sie Schichten bilden, welche in die der Uebergangsformation regelmässig eingeschaltet erscheinen und dieselben Petrefacten wie diese enthalten, sondern es finden auch die deutlichsten Uebergänge ohne jede bemerkbare Grenze in die Thonschiefer und Grauwackenschiefer des Silur und Devon statt, welche um so merkwürdiger sind, als die klastischen Grünsteine wieder mit den massigen auf das innigste zusammenhängen.

Grünsteintuff.

Diabastuff, Grünsteinasche, Trappean ash (De la Bêche).

Dichte oder erdige, aus einem feinen sandartigen oder staubartigen Diabasschutt bestehende Masse von meist schmutzig grüner oder grünlichgrauer, auch wohl lederbrauner Farbe. Die einigermaassen dichten Grünsteintuffe haben nicht selten ein sehr homogenes Ansehen. Auch grössere Grünsteinbröckchen stellen sich ein, sowie mitunter von andern Gesteinen herrührende Schuttpartikel. Vielfach tiefeingreifenden Zersetzungsprocessen anheimgefallen sind die Grünsteintuffe meist innig mit kohlensaurem Kalk imprägnirt, brausen daher mit Säuren.

Die Grünsteintuffe, häufig schieferig ausgebildet und gewöhnlich deutliche Schichtung aufweisend, sind mitunter petrefactenführend, wie z. B. derjenige von Planzschwitz in Sachsen, welcher zwischen Grauwackenschiefer liegt, eine unzählige Menge von devonischen Petrefacten enthält.

Uebergänge von Grünsteintuffen in Grauwackenschiefer sind eine, fast bei allen Ablagerungen derselben vorkommende häufige Erscheinung; in andern Fällen werden sie, worauf Naumann mit Recht aufmerksam macht (Geognosie I. 669) den aphanitischen Grünsteinschiefern, den Aphanitschiefern (vgl. S. 95) so ähnlich, dass gewiss viele der unter dieser Bezeichnung aufgeführten als krystallinisch geltenden Gesteine für gar nichts anderes, als für sehr reine und homogene schieferig-klastische Grünsteintuffe zu erklären sein möchten.

Im sächsischen Voigtlande und in Oberfranken, in Cornwall und Devonshire finden sich, in Verbindung mit den andern klastischen Grünsteinen und den Uebergangsschichten sowie mit massigen Grünsteinen, Ablagerungen von ausgezeichneten Grünsteintuffen. Das Material mancher derselben scheint von zertrümmerten und zermalmten festen Grünsteinmassen herzurühren, welches sich mit den zur Bildung der silurischen und devonischen Schiefer dienenden Sand- und Schlammmassen vermengte, wodurch die oben erwähnten Uebergänge hervorgerufen wurden. Daneben dürfte aber auch für die Abstammung mancher anderer Grünsteintuffe die Ansicht von Macculloch, De la Bêche, Hitchcock, Ramsay volle Berechtigung besitzen, welche in dem Tuffmaterial ein dem heutigen vulkanischen Tuff vollständig analoges Product silurischer und devonischer

Eruptionen sehen; es sei in Begleitung der lavastromartigen Grünsteinmassen in Form von Asche, Sand und Lapilli aus Spalten ausgeschleudert und auf dem Meeresgrunde mit Hülfe des Wassers schichtweise ausgebreitet worden. Auch Quenstedt stimmt diesen Anschauungen bei (Epochen der Natur 346). Dass die sich so bildenden Schichten einen Uebergang in die ebendaselbst zur Ablagerung kommenden Schlammmassen des Thonschiefers und Grauwackenschiefers zeigen, sowie dass organische Ueberreste in sie eingeschlossen werden müssen, ist einleuchtend. Die englischen Geologen gebrauchen für diese Gebilde geradezu die Ausdrücke volcanic ash, volcanic grit, cinders. (Vgl. De la Bêche, Report on the geology of Cornwall etc. 1837. 57 und 119; Murchison, The Silurian System 68; Hitchcock, Amer. journ. of sc. and arts (2) IV. 1847. 199; Ramsay, catalogue of rock-specimens of the mus. of pract. geol. 1860. 177. 179. 255. Auch Barrande neigt sich zu ähnlichen Ansichten für die böhmischen Vorkommnisse.)

Schalstein.

Blattersteinschiefer.

Wir reihen dies interessante und vielbesprochene Gestein den klastischen Grünsteingebilden an, da es räumlich mit ihnen in allerinnigster Beziehung steht und wenigstens ein Theil dessen, was man unter dieser Benennung begreift, ursprünglich der Hauptsache nach eine Tuffbildung von Grünstein gewesen zu sein scheint, während andere Schalsteine nicht mit Unrecht als aus Thonschiefermaterial hervorgegangen betrachtet werden.

Das eigenthümliche und dennoch an Abänderungen so reiche Aussehen dieses Gesteins ist schwer zur Darstellung zu bringen. In einer grünen oder grauen, gelblichgrauen bis rothbraunen, meist bunt gefleckt erscheinenden Masse, welche durch und durch mit kohlensaurem Kalk imprägnirt und von feinerdiger, schieferiger oder flaseriger Beschaffenheit ist, liegen platte Bruchstücke von schwarzem oder grünem Thonschiefer, spärliche Krystalle und Körner von Feldspath und zahlreiche rundliche Körner von weissem oder röthlichem Kalkspath, welcher auch Nester, Trümer und netzförmige Adern in dem Gestein bildet.

Carl Koch charakterisirt in seiner ausgezeichneten Abhandlung den nassauischen Schalstein folgendermaassen: Er ist ein

grob- bis feinkörniges, mehr oder weniger schieferiges Trümmergestein, dessen einzelne Trümmer sich bei näherer Untersuchung als Schieferstückchen, Körner von kohlensaurem Kalk und Feldspath, theilweise in Krystallen, theilweise in gerundeten Körnern ergeben. Die Schieferstückchen erscheinen in einzelnen Lagen dünnschieferig und in einer Ebene gelagert; wenn diese Eigenschaft vollkommen ausgeprägt ist, so entsteht Schalsteinschiefer, der in Thonschiefer übergeht. Sind die Thonschieferstücke dicker, mehr mit Kalktrümmern gemengt, so entstehen sehr massige Bänke, die von ganz grobem Korn bis zu feinkörnigen, dichten und feinerdigen Abänderungen auftreten; bei den feinkörnigen und dichten Partieen kommen gewöhnlich Feldspathkörner von gleicher Grösse in dem Gemenge vor, seltener erscheinen einzelne Feldspathkrystalle von grössern Dimensionen, an denen die Kanten stets abgerundet, in der Masse zerstreut, und wo diese vorkommen, trägt der Schalstein schon einen andern Habitus. In einzelnen Lagen nehmen die abgerundeten, theilweise verwitterten Feldspathkörner an Menge zu, dann tritt aber das Gestein mehr kleinkörnig auf; wenn nun das Bindemittel besonders fest wird, und färbende Substanzen, wie Chlorit, Aphrosiderit hinzutreten, dann entsteht eine Abänderung dieses Schalsteins, welche den Diabasen so nahe kommt, dass sie nur schwierig von denselben unterschieden werden kann. Die Körner von kohlensaurem Kalk sind dicht und abgerundet von verschiedener Grösse, selten kleiner als eine Erbse. Daneben kommen aber auch Körner und Zwischenlager von späthigem, verschieden gefärbtem kohlensaurem Kalk in dem Gestein vor; diese gehören zu dem Bindemittel, welches von rein thonigen Substanzen durch alle Mischungsverhältnisse kalkig-thoniger Massen hindurch bis zum reinen weissen Kalkspath vorkommt. (Die palaeozoischen Schichten und Grünsteine in den Aemtern Dillenburg und Herborn, Jahrb. d. Ver. f. Naturk. in Nassau XIII. 216.)

F. Sandberger unterscheidet unter den nassauischen Schalsteinen folgende Abänderungen:

a) normaler Schalstein;
b) Kalkschalstein mit vielen Kalkspaththeilchen oder -Lagen;
c) Schalsteinmandelstein, regelmässig mit vielen Körnern, Linsen und Kugeln von Kalkspath durchsprenkelt;
d) Schalsteinbreccie, von netzförmigen Kalkspathadern durch-

zogen, wodurch die Grundmasse in eckige Stücke abgetheilt erscheint;

e) Schalsteinconglomerat;

f) porphyrartiger Schalstein mit eingesprengten Labradorkrystallen (Schalsteinporphyr von Brilon v. Dechens).

Wittern die Kalkspathkörner an der Oberfläche aus den Schalsteinen aus, so entstehen, wie bei den Diabasmandelsteinen (S. 100) durchlöcherte und schwammige Gesteine.

An unwesentlichen Gemengtheilen enthält der Schalstein Anthracit, Eisenkies in Krystallgruppen, aussen meist in Brauneisenstein umgewandelt, Rotheisenerz und Chloritkörner. Manche nassauische Schalsteine führen devonische Petrefacten, wie Spirigerina concentrica Gmel., Stringocephalus Burtini Defr., Calamopora polymorpha Goldf., Lithostrotion caespitosum Goldf., Alveolites suborbicularis Lam., Stromatopora concentrica Goldf.; in einem der westphälischen Schalsteine von Brilon fand v. Dechen den Abdruck eines Cyathophyllum, wie derselbe auch im benachbarten Schiefer häufig ist. Die Schalsteine sind meistens mehr oder weniger deutlich geschichtet und lassen sich leicht in Platten (Schalen) spalten.

Wir besitzen eine Anzahl von Analysen nassauischer Schalsteine durch Dollfus, Neubauer, Eglinger und Koch. Die Erstern verfuhren bei der Analyse in der Weise, dass zuvörderst aus dem bei 100° getrockneten Pulver durch heisse Essigsäure die Carbonate ausgezogen wurden, worauf der Rückstand mit heisser Salzsäure behandelt, das dadurch unzersetzbare mit Flusssäure aufgeschlossen wurde; so schieden sich drei Theile.

I. Grüner Schalstein mit eingesprengten Feldspathkrystallen von Balduinstein im Amt Diez; Neubauer, Journ. f. pract. Chem. LXV. 1855. 210.

II. Schalstein von Fleisbach, Amt Herborn; Neubauer, ebend.

III. Kalkschalstein von Limburg; Dollfus, ebendas.

IV. Röthlichvioletter Schalstein von Grube Molkenborn bei Ranzenbach, Amt Dillenburg, Kalkspath in Adern und Drusen eingesprengt; Dollfus ebendas.

V. Gelber Schalstein von Bergerbrücke bei Oberbrechen, Amt Limburg, mit erkennbarem Kalkspath, am wenigsten zersetzt; Dollfus ebendas.

VI. Hellgrünes Schalstein-Conglomerat von Niedershausen bei Weilburg, der Kalkspath so mit der Masse innig verbunden, dass Essigsäure ihn nicht trennte; Neubauer, ebendas.

VII. Schalstein von Vilmar, Amt Runkel; Eglinger, Jahrb. des Ver. für Naturkunde in Nassau XI. 1856. 205.

Das spec. Gewicht ist bei

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
2.800	2.726	2.748	2.764	2.637	2.852	2.818

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
A Carbonate (durch Essigsäure)	18.53	64.50	46.12	43.33	16.76	59.81	11.54
B löslich in Salzs.	45.04	9.78	26.08	12.67	6.07		17.50
C aufgeschlossen d. Flusssäure	36.33	25.70	27.27	42.60	76.80	39.88	70.23
	99.90	99.98	99.47	98.60	99.63	99.69	99.27

Gesammtzusammensetzung der Schalsteine:

	I.	II.	III	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	38.52	17.58	24.16	30.82	52.47	32.04	44.37
Thonerde	16.25	10.54	5.44	11.01	15.35	14.79	19.26
Eisenoxyd	3.35	1.04	11.97	6.67	2.67	6.30	8.35
Eisenoxydul	7.68	0.55	1.86	—	—	5.61	0 72
Kalk	—	—	0.66	—	0.63	—	0.92
Magnesia	5.49	1.17	2.46	0.65	0.15	—	1.10
Kali	0.55	0.80	0.77	2.54	4.15	1.53	5.96
Natron	4.40	1.26	2.22	1.16	4.16	3.57	2.78
Carbonate: kohlens. Kalk	16.03	62.95	43.69	42.39	16.23	15.31	10.82
Carbonate: kohl. Magnesia	0.63	1.08	1.41	0.60	0.15	15.21	0.36
Carbonate: kohl. Eisenoxydul	1.04	0.14	0.88	0.34	0.38	—	0.20
Carbonate: kohl. Mang.oxydul	0.82	0.33	0.14	—	—	—	0.16
Wasser	5.14	2.21	2.15	2.07	2.73	3.81	3.31
Phosphorsäure	Spur	0.33	1.67	0.35	0.36	0.71	0.92
Manganoxydulox.	Spur	—	—	—	0.20	0.63	0.04
						C̈ 0.18	
	99.90	99.98	99.18	98.60	99.63	99.69	99.27

Der in Salzsäure lösliche Theil enthielt:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	33.14	31.74	23.55	30.22	33.29	11.53	37.22
Thonerde	19.86	23.38	2.57	16.93	15.61	9.03	10.47
Eisenoxyd	7.43	10.67	42.23	40.49	17.77	10.53	30.48
Eisenoxydul	17.05	5.65	7.22	—	—	9.38	4.10
Kalk	—	—	2.54	—	10.41	14.34	5.28
Magnesia	12.19	11.96	9.42	5.10	2.45	12.11	3.11
Kali	—	—	—	—	3.55	0.92	—
Natron	—	—	—	—			—
Wasser	10.33	13.19	6.08	4.53	6.63	5.02	3.87
Phosphors.	Spur	3.41	6.39	2.73	5.96	1.20	5.27
Manganoxyd	—	—	—	—	3.33	1.06	0.20
						$\bar{C}$ 24.88	
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Da die Carbonate in VI durch Essigsäure nicht ausziehbar waren, so finden sie sich hier miteingeschlossen.

Der in Säuren unlösliche, mit Fluorwasserstoffsäure aufgeschlossene Theil war zusammengesetzt:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	64.93	56.31	66.09	63.38	65.69	63.03	53.89
Thonerde	20.09	32.13	17.48	20.81	18.75	23.55	24.82
Eisenoxyd	—	—	3.46	3.62	2.07	—	4.28
Magnesia	—	—	—	—	—	—	0.80
Kali	1.51	3.10	2.80	5.95	5.12	2.46	8.48
Natron	12.12	4.89	8.14	2.72	5.42	8.94	3.97
Wasser	1.35	3.57	2.03	3.52	2.95	2.02	3.76
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Die durch Essigsäure ausziehbaren Theile stellen daher einen durch Eisenoxydul-, Manganoxydul- und Magnesiacarbonat verunreinigten Kalkspath dar. Die durch Salzsäure zersetzten Theile scheinen nach Dollfus und Neubauer ein chloritartiges Silicat zu enthalten, dessen Eisenoxydul sich zum Theil in Oxyd umgewandelt hat, und bei fortschreitender Verwitterung fast ganz darein übergeht. Der in Salzsäure unlösliche, mit Fluorwasserstoffsäure aufgeschlossene Rückstand hat im ganzen eine feldspathartige Zusammensetzung; Abweichungen mögen durch die vorhergegangene Ein-

wirkung der Salzsäure hervorgebracht sein. I zeigt in diesem Theil das Sauerstoffverhältniss 1.09 : 3 : 11.09; er scheint also mit seinen 12 pct. Natron albitartiger Natur zu sein. Dollfus und Neubauer halten ihn für Oligoklas; in diesem Schalstein fand sich ein grosser, etwas zersetzter Feldspathkrystall, dessen Analyse lieferte: Kieselsäure 52.97; Thonerde 25.44; Eisenoxyd 3.71; Kalk 9.86; Kali 2.12; Natron 4.61; Wasser 1.40; er nähert sich also dem Labrador. VI ergibt das Verhältniss 1 : 4.02 : 12.31, also auch im ganzen orthoklas- oder albitartig. Die unzersetzbaren Rückstände von II und VII sind bedeutend basischer und stimmen unter einander ziemlich überein, während die Bauschanalysen beider bedeutend abweichen, indem II 17½ pct. Kieselsäure und 64¼ pct. Carbonate, VII dagegen 44 pct. Kieselsäure und nur 11¼ pct. Carbonate enthält.

Von dem untern Schalstein von den Löhren bei Dillenburg veranstaltete Carl Koch (Jahrb. des Ver. f. Naturk. in Nassau, XIII. 1858. 219) eine Analyse, welche ergab: Kieselsäure 27.75; Thonerde 14.53; Eisenoxyd und Eisenoxydul 4.15; Kalk 25.65; Magnesia 1.14; Kali und Natron 3.21; Wasser 3.86; Kohlensäure 18.21 (entsprechend 23.17 Kalk), Summe 98.50. Auch G. Bischof verdanken wir einige Untersuchungen über den Gehalt an Kalkcarbonat, Eisenoxyd und Eisenoxydulcarbonat in den Schalsteinen (Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. I. Aufl. II. 1079).

Von den nassauischen Schalsteinen, denjenigen, welche bisher am genauesten untersucht worden sind, war schon S. 103 die Rede, als auf die innige Beziehung aufmerksam gemacht wurde, in welcher sie zu den Diabasen stehen.

Bei der Entstehung der Schalsteine scheinen namentlich Grünsteinschlamm, Thonschieferschlamm und Kalkschlamm gewirkt zu haben. Von diesen Materialien hat bald vorwiegend das eine zur Bildung beigetragen, bald haben mehrere miteinander gemengt die Schalsteine erzeugt. Bei den grossartigen Zersetzungsprocessen, welche innerhalb dieser Gesteine spielen, ist es ungemein schwer zu entscheiden, welchem Material die Hauptrolle bei der Schalsteinentstehung zu ertheilen sei. Während bei den hauptsächlich aus Grünsteintuffen entstandenen Schalsteinen (zu denen der von Sandberger aus der Gegend von Weilburg beschriebene gehören mag, welcher durch Diabasconglomerate in den massigen Diabas übergeht) der Gehalt an Kalkcarbonat wenigstens zum Theil aus der

Zersetzung der in ihnen enthaltenen Kalksilicate hervorgegangen sein kann, bedurften diejenigen Schalsteine, deren Hauptmaterial aus Thonschieferschlamm besteht, ihrerseits, da sie gar kein oder nur äusserst wenig Kalksilicat enthalten, der Zufuhr von Kalkcarbonat, sei es, dass sie dieses aus infiltrirenden Gewässern bezogen haben, oder dass der Schlamm der Stringocephaluskalke sich mit ihnen vermengte. Die Gegenwart von Petrefacten in solchen Gebilden kann natürlicherweise nicht befremden. Die Art und Weise des Auftretens der Feldspathe in den Schalsteinen ist eine solche, dass für dieselben die Abscheidung auf nassem Wege, gewissermaassen die Regeneration aus Feldspathschlamm, höchst wahrscheinlich wird. Auch die chloritische Substanz in den Schalsteinen scheint ein Umwandlungsproduct auf wässerigem Wege zu sein. Von frühern Hypothesen, welche die Schalsteine als Uebergangsgesteine deuteten, in denen durch plutonische Einwirkungen Umwandlungen hervorgerufen worden seien, hat man mit Recht Abstand genommen.

Ausser den Schalstein-Ablagerungen in Nassau, welche ihre Hauptverbreitung im Lahnthal von Wetzlar bis unterhalb Diez, sowie im Dillthal von Sechshelden bis Sinn besitzen, sind solche noch im Harz, in den Ruhrgegenden Westphalens, in dem böhmischen Silurterrain (nach Reuss) und in Devonshire bekannt. Der sog. Schalstein von Kloster-Zella bei Nossen in Sachsen (schalsteinähnliche Thonschiefer) ist wohl mit v. Cotta für einen Kalkspathkörner oder Mandeln führenden Thonschiefer zu halten (S. 477).

Stifft in v. Leonhards Zeitschrift für Mineralogie 1825. I. 147 und 236; auch geogn. Beschr. des Herzogth. Nassau 1831. 468.
v. Dechen in Nöggeraths Rheinland-Westphalen 1822. II. 71; Karstens u. v. Dechens Archiv f. Miner. u. s. w. XIX. 1845. 515; Verh. d. nat. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. XII. 1855. 198.
Oppermann, Dissertation über Schalstein und Kalktrapp 1836.
Naumann, Erläuterungen zur geognost. Karte von Sachsen 1836. Heft I. 60.
Gumprecht, N. Jahrb. f. Min. 1842. 825.
Hausmann, über die Bildung des Harzgebirges 1842. 23.
Beyrich. Beiträge zur Kenntniss der Versteinerungen des Rheinischen Uebergangsgebirges 1837. Heft I. 11.
Murchison. Transactions of the geol. soc. (2) VI. 249.
Sandberger, Uebers. d. geol. Verhältn. d. Hrzgth. Nassau 1847. 33.
Dollfus und Neubauer, Journ. f. pract. Chemie 1855. LXV. 199.
Eglinger, Jahrb. d. Ver. f. Naturk. in Nassau 1856. XI. 205.

Carl Koch, die palaeozoischen Schichten und Grünsteine in den Aemtern Dillenburg u. Herborn, Jahrb. des Ver. f. Naturk. in Nassau 1858. XIII. 216. 238.
Reuss, Schalstein des Silur von Auval bei Prag, Sitzgsber. d. k. Akad. d. Wissensch. zu Wien XXV. 1857. 563.
Lipold, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1863. XIII. 349. 389.

Von den

klastischen Gebilden des Augitporphyr

in Südtyrol verdanken wir v. Richthofen eine sehr anschauliche und eingehende Beschreibung. Er bringt dieselben in drei Abtheilungen, welche durch zahllose Uebergangsstufen mit einander verknüpft sind.

Die erste stellt Conglomerate und Breccien dar (Reibungsconglomerate v. R.), welche den S. 527 erwähnten Porphyrbreccien ähnlich sind, indem bei ihnen ein Teig von krystallinischem Augitporphyr Fragmente der durchsetzten Gesteine umhüllt; so findet sich bei Theiss eine solche Breccie mit Bruchstücken von Thonglimmerschiefer und Felsitporphyr, zwischen Santa Maria und Colfosco, am Molignon, an der Seisser Alp eine ähnliche mit Kalksteinfragmenten, bei weitem am häufigsten aber sind Breccien, bei denen eckige Augitporphyrbruchstücke von Augitporphyrmasse verkittet werden, wobei nicht selten der Fall vorkommt, dass die Einschlüsse dem Bindemittel völlig gleichen. »Alsdann muss man jenen, in den Kratern der thätigen Vulkane nicht seltenen Hergang voraussetzen, wo die erstarrte Rinde der Eruptivmasse zertrümmert und in dem flüssigen Theil derselben in Bruchstücken eingeschmolzen wird.« Weit häufiger aber sind die Bruchstücke in petrographischer Hinsicht von dem verbindenden Magma verschieden.

Als Eruptivtuffe des Augitporphyr bezeichnet v. Richthofen tuffartige Gesteine, welche dadurch entstanden sind, dass die Eruptivmasse im Moment der Eruption und während der Erstarrung durch die mechanische Einwirkung des umgebenden Wassers in heftiger Weise bearbeitet wurde, wobei sich das klastische Material an der Ausbruchsstelle selbst in unregelmässig dicken Bänken aufhäufte. Diese Gebilde, welche sehr häufig in den eigentlichen krystallinischen Augitporphyr übergehen, mit dem sie gar manchmal verwechselt worden sind, setzen die schwarzen Massen am Südrande der Seisser Alp (auf der Schneid) zusammen, stehen in grossartiger Mannichfaltigkeit im Duron-Thal an und entfalten sich massen-

haft an der Pozza-Alp, am Sasso di Capell und weiterhin im Venetianischen.

Die Sedimentärtuffe v. R. bestehen aus mechanisch zertheiltem Augitporphyrmaterial, welches vom Wasser fortgetragen, entfernt von den Eruptionsstellen in regelmässigen, meistens dünnen Schichten abgesetzt wurde, mehr oder weniger vermengt mit den Zertrümmerungsproducten anderer Gesteine; sie haben meistentheils das Ansehen von bald lockern, bald festen körnigen schwarzen Sandsteinen (doleritischer Sandstein, Trinker) und bilden Schichtenglieder der obern Trias zwischen dem Mendola-Dolomit und den ersten Ablagerungen des Schlern-Dolomit. v. Richthofen, Geogn. Beschr. v. Südtyrol 1860. 136—141. 83.

Trachytbreccie und Trachytconglomerat.

Eckige oder abgerundete Fragmente und Gerölle trachytischer Gesteine von sehr verschiedenen Dimensionen, hier kleinere Brocken, dort Blöcke von bedeutendem Umfang darstellend, werden durch ein Bindemittel cämentirt, welches meist aus einer erdigen mürben Masse besteht, die aus einer Zerkleinerung und Schlämmung von Trachyt hervorgegangen ist. Die Trachytfragmente sind bald noch frisch, bald in einem mehr oder weniger verwitterten Zustande; mit ihnen verbunden sind vielfach Fragmente von andern Gesteinen, von Grauwacke, Thonschiefer, Basalt. Derlei klastische Trachytgesteine sind in den meisten trachytischen Regionen sehr verbreitet.

Daneben gibt es wie bei den klastischen Felsitporphyrgebilden auch Trachytbreccien, deren in der Regel eckige Fragmente durch ein feste und harte Masse von krystallinischem oder schlackigem Trachyt umschlossen werden, welcher nicht selten genau dieselbe Beschaffenheit besitzt wie die Fragmente. Solche Varietäten erscheinen namentlich bei Vissegrad in Ungarn (vgl. Beudant, Voyage min. et géol. en Hongrie III. 416), sowie im Cantal und am Mont Dor in Centralfrankreich.

Im engen Zusammenhang mit den Trachytbreccien und Trachytconglomeraten steht der

Trachyttuff.

Eine bald lockere, bald dichte und feste klastische Masse, welche aus zerkleinertem trachytischem Material besteht und bald eine kreideartig-erdige, bald eine körnig-sandsteinartige, bald eine

fein breccienartige Beschaffenheit besitzt. Durch die Zersetzung, welche in diesen Massen gespielt hat, erhalten zumal die feinern Varietäten ein oft so homogenes Aussehen, dass man sie nur schwer als klastische Bildungen erkennt. Die Gerölle und kleinen Brocken von Trachyt, welche sich in diesen Tuffen finden, sind häufig durch die Verwitterung so zersetzt, dass ihre Contouren kaum mehr erkennbar sind, und dass sie nur als unregelmässig begrenzte Flecken auf der Bruchfläche des Gesteins erscheinen.

Die Trachyttuffe haben vorherrschend weissliche oder lichtgraue, manchmal aber auch ockergelbe, braunrothe oder grünliche Farbe. In der Masse liegen nicht selten auch leicht aussprengbare Krystalle und krystallinische Bruchstücke von Sanidin, Hornblende, Magneteisenerz, welche sich häufig in einem wohlerhaltenen Zustand befinden. In der frischen und unveränderten Beschaffenheit der Sanidinkrystalle in den Trachyttuffen des Siebengebirges, deren Kanten und Ecken ganz frisch, deren Flächen völlig glatt und glänzend sind, sieht Bischof den Beweis, dass sie nicht aus zertrümmerten Trachytgesteinen, in denen sie nie in solcher Vollkommenheit vorkommen, herrühren können, da sie sonst ihre scharfe Ausbildung eingebüsst haben müssten, sondern dass sie vielmehr spätere Bildungen an Ort und Stelle auf nassem Wege seien, indem innerhalb des Trachytconglomerat eine Regeneration des Feldspaths erfolgt sei (Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. (2. Aufl.) II. 436). Ist auch die Möglichkeit von Feldspathneubildungen auf diesem Wege gewiss nicht im mindesten zu bezweifeln (vgl. Bd. I. 163), so liegt es doch nahe, die Frage aufzuwerfen, warum denn das Product der Neubildung nicht Adular oder Orthoklas, wie an allen andern Punkten, wo Feldspathe auf nassem Wege krystallisiren, sondern gerade der für Trachytgesteine charakteristische Sanidin ist, für welchen bis jetzt kein unzweifelhaft erwiesener Fall einer Neubildung vorliegt.

Von den Trachyttuffen des Siebengebirges besitzen wir zwei Analysen, welche sich beide auf die weissliche, dünngeschichtete, fast homogen erscheinende Tuffmasse der Ofenkuhlen beziehen.

I. von G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie (1. Aufl.) II. 2186.

II. von v. der Marck, Verhandl. des naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. IX. 1852. 451.

	I.	II.
Kieselsäure . . .	62.83	66.39
Thonerde . . .	21.55	17.74
Eisenoxyd . . .	4.11	4.97
Kalk	0.72	0.53
Magnesia	0.42	0.47
Kali	3.35	3.05
Natron	3.02	1.94
Wasser	4.19	4.89
	100.19	99.98

Von der Marck bestimmte ausserdem in II: Chlor 0.012; Schwefelsäure 0.004 und eine Spur von Fluor. Schnabel bestimmte den Wassergehalt desselben Gesteins zu 4.99 pct. und erhielt ebenfalls Chlor, Schwefelsäure und Phosphorsäure in geringen Mengen. Berechnet man diese Analysen für den wasserfreien Zustand und vergleicht sie mit denen der Siebengebirgs-Trachyte und -Andesite (S. 182 u. 212), so ergibt sich in den Tuffen namentlich eine relative Vermehrung des Thonerde- und Verminderung des Natrongehalts; dieses Alkali offenbar als Silicat ausgeschieden.

Der Trachyttuff ist stets deutlich geschichtet. Wie die Breccien und Conglomerate, so enthalten auch diese Tuffe hier und da Bruchstücke fremdartiger Gesteine. An einigen Localitäten umschliessen sie fossile organische Reste; so finden sich in den feinkörnigen Trachyttuffen des Siebengebirges Abdrücke von tertiären Dicotyledonblättern und braunkohlenartiges Holz. Nicht selten sind Nester und Trümer von Opal in den trachytischen Tuffen und Conglomeraten: die bekannten edlen Opale von Czerwenitza zwischen Kaschau und Eperies in Ungarn kommen als Schnüre und Nester innerhalb eines grauen Trachyttuffs vor, ähnlich ist das Auftreten der Opale im Cantal, am Mont Dor und in den Euganeen; im Siebengebirge erscheinen ebenfalls am Langenberg und am Abhang der Casseler Heide mehrere Gänge von Opaljaspis.

Hauptlagerorte der klastischen Trachytgesteine sind:

Das Siebengebirge am Rhein, wo namentlich im Mittelbachthale zwischen dem Drachenfels, der Wolkenburg und dem Petersberg in der unmittelbaren Nähe der grossen Trachyt- und Andesitberge eine jüngere zusammenhängende Masse von Trachyttuff und -Conglomerat lagert; diese Gebilde stellen sich als ein Glied der

Braunkohlenformation dar, deren tiefste Sand- und Thonschichten sie bedecken und hängen innig mit dem Basaltconglomerat zusammen. Wenige Trachytgänge (5 an der Zahl) und zahlreiche Basaltgänge durchsetzen die Trachyttuffe (vgl. v. Dechen, Geogn. Führer in das Siebengebirge 166 ff.). Leonard Horner und nach ihm vom Rath betrachten die Trachyttuffe als älteste vulkanische Tuffbildungen, welche dem Hervortreten der festen Trachyte in Domform vorangegangen seien, Nöggerath und v. Dechen halten sie, worauf auch die Lagerungsverhältnisse mit Deutlichkeit verweisen, für spätere Bildungen und zwar für Trümmergesteine, hervorgegangen aus der Zerstörung der ältern festen Trachyte an der Oberfläche, und die darin aufsetzenden Trachytgänge nur für verspätete Eruptionen. Bis jetzt hat man unter den Fragmenten des Trachytconglomerat mit Sicherheit noch keine Varietät gefunden, welche sich nicht auf eine der im Siebengebirge anstehenden Abänderungen zurückführen liesse (über die petrographische Beschaffenheit vgl. v. Dechen a. a. O. 238. 242).

Im Cantal und am Mont Dor in Centralfrankreich, mehrmals in ausgezeichneter Weise abwechselnd mit krystallinischen Trachytgesteinen.

In den Euganeen im nordöstlichen Italien.

In den Trachytregionen des nördlichen Ungarn um Schemnitz, Tokaj u. s. w. Der Porphyre molaire Beudants von Sáros-Patak ist eine quarztrachytische Breccie, welche von Kieselsäure durchdrungen eine solche Festigkeit erlangt hat, dass sie zur Herrichtung von Mühlsteinen tauglich ist. Zahlreiche darin eingeschlossene Fossilreste, Cerithien, Cardien, Pecten weisen auf ihre marine Ablagerung hin (vgl. Szabó, Jahrb. d. geol. R.anst. XVI. 1866. 91).

Phonolithtuff und Phonolithconglomerat.

Der Phonolithtuff ist eine weisslichgraue oder bräunlichgraue, auf das feinste zerriebene phonolithische Masse von meist mürber oder erdiger Beschaffenheit, welche gewöhnlich undeutlich begrenzte, verwitterte Bruchstücke von Phonolith, sowie Krystalle und Krystallfragmente von Sanidin, Hornblende, Augit, Glimmer, auch wohl Kaolinconcretionen umschliesst; die Phonolithtuffe des Hegau enthalten daneben auch zahlreiche Brocken von Granit, Gneiss, Jurakalk, Molasse, Gesteinen, die alle in der nähern oder

entferntern Umgegend anstehen. Die Phonolithtuffmasse ist manchmal mit kohlensaurem Kalk imprägnirt, der sich bei Behandlung mit Säuren durch Brausen zu erkennen gibt; dabei löst sich, wie bei dem krystallinischen Phonolith die Masse zum Theil unter Abscheidung von Kieselgallerte auf.

Phonolithconglomerat besteht aus eckigen und abgerundeten meist ziemlich deutlich begrenzten Fragmenten von Phonolith, die durch feinzerriebenen Phonolithschutt oder durch ein kalkig-thoniges Cäment verbunden sind.

Diese klastischen Phonolithgesteine lagern meist am Fuss der Berge von festem Phonolith, so:

In dem Rhöngebirge in dem Thale zwischen der Milseburg, dem Schafstein, der Teufelswand und der Abtsroder Kuppe als eine ansehnliche Ablagerung.

Im Hegau (vgl. Walchner, Handbuch der Geognosie 2. Aufl. S. 81; Quenstedt, Epochen der Natur 174; G. Leonhard, geogn. Skizze des Grossh. Baden 38; v. Cotta im N. Jahrb. f. Min. 1853. 684); am Hohenkrähen bei Mühlhausen enthalten die Phonolithtuffe Pflanzenreste, die nach Heer mit denen der obern Molasse der Schweiz übereinstimmen.

Im böhmischen Mittelgebirge in den Umgebungen von Teplitz.

In den Umgebungen des Mont Mezenc in Centralfrankreich nach Theobald.

Bimsteinconglomerat.

Der Hauptsache nach aus eckigen Fragmenten und rundlichen Geröllen von Bimstein bestehend, mit welchen nicht selten Bruchstücke von Obsidian, Perlit, Quarztrachyt und Trachyt vermengt sind.

Die Verbindungsweise der klastischen Elemente ist eine mehrfache: bald ist kein deutlich sichtbares Bindemittel vorhanden, sondern die Bimsteine liegen so eng an einander gefügt und in einander geflösst, dass die Masse gar kein conglomeratartiges Aussehen besitzt und nur die verschiedene Richtung der Fasern bei den einzelnen Bimsteinstücken ihre Zusammensetzung aus klastischen Elementen offenbart; derlei Gesteine erscheinen bei Sirok im Hewerer Comitat in Ungarn. Bei andern Bimsteinconglomeraten sind die Bimsteintrümer entweder unmittelbar lose mit einander verbunden

oder durch ein erdiges tuffartiges, meist aus fein zerriebenem Bimsteinschutt bestehendes Bindemittel mit einander verkittet. So z. B. in den von den Vulkanen um den Laacher See stammenden Bimsteinablagerungen im Becken von Neuwied, Engers, Bendorf am Rhein. „Sehr verbreitet am Südrande der Karpathen in Ungarn, wo diese Gebilde bei St. Peter eine Mächtigkeit von 120 Fuss erreichen."

Gewisse Bimsteinconglomerate aus Ungarn (namentlich um Schemnitz am alten Schlosse und bei Tallya unweit Tokaj), welche auch Perlit- und Quarztrachytbruchstücke enthalten, besitzen ein glasig obsidianartiges Cäment, in welches diese klastischen Gesteinselemente allmählich verfliessen. Diese Conglomerate scheinen sich rücksichtlich ihrer Entstehung an die Trachytconglomerate mit krystallinischem Trachytbindemittel (S. 544) anzuschliessen.

Bimsteintuff.

Gelblichweiss und graulichweiss gefärbte, erdige oder dichte, aus sandartig bis staubartig zerriebenen Bimsteintheilchen zusammengesetzte Masse, welche auch gewöhnlich kleine, mehr oder weniger deutlich erkennbare Bröckchen von Bimstein, Trachyt, Sanidinkörner, Glimmerschuppen oder Magneteisenkörner enthält. Die feinsten und reinsten Bimsteintuffe erscheinen thonartig oder mergelig, fast wie Kreide oder Tripel. In manchen Bimsteintuffen hat sich der feine Staub zu kleinen Kügelchen mit concentrischschaaliger Textur zusammengeballt, zu sog. Pisolithen, ganz denen ähnlich, wie sie sich jetzt noch bilden, wenn es bei vulkanischen Aschenfällen zugleich regnet.

Nieren von Jaspopal und Stammtheile, zu Holzopal verkieselt, kommen in manchen Bimsteintuffablagerungen vor, letztere z. B. ausgezeichnet in denen Ungarns; sie deuten auf Kieselsäure-Abscheidung durch Zersetzung. Auch umschliessen die Bimsteintuffe nicht selten Reste von Meeresconchylien und Ehrenberg hat nachgewiesen, dass manche solcher Tuffe Kieselpanzer von Diatomeen bisweilen in verhältnissmässig grosser Menge enthalten (z. B. der Bimsteintuff zwischen Neapel und Puzzuoli, der vom Hochsimmer bei Mayen am Laacher See (Monatsber. der Akad. d. Wiss. zu Berlin 1844. 324; 1850. 351). In dem letztern Tuff befinden sich die Infusorien im deutlich gefritteten Zustande, wie man sie durch Glühen der Infusorien-Erden im Ofen erhält. Nach Eckhard finden

sich auch in den Bimsteinlagern im Lahnthal bei Marburg Infusorienkieselpanzer (Pogg. Ann. LXXIX. 322).

Bimsteinconglomerat und Bimsteintuff sind räumlich eng mit einander verbunden; die Hauptlagerorte sind:

Am Rhein in den Umgebungen des Laacher See, namentlich im Becken von Neuwied. Nach v. Dechen finden sich die Bimsteintuffe zerstreut über ein 40 Quadratmeilen ausgedehntes Gebiet (Geogn. Führer zu dem Laacher See 1864. 445).

In Ungarn in den Umgebungen von Schemnitz, Neusohl und Tokaj in weiter Verbreitung gelagert (Beudant, Voyage min. en Hongrie III. 427). Die zu thonigen Massen zersetzten feinen Bimsteintuffe enthalten die Holzopale.

Am Mont Dor in der Auvergne.

Zu diesen Bimsteintuffen gehören auch die in der Umgegend von Neapel unter dem Namen Pausilipptuff (weil sich in ihnen die Grotte von Pausilippo befindet) bekannten Gesteine, welche die meisten Krater der phlegräischen Felder, die ganze Bergreihe vom Capo di Chino bis zum Vorgebirge des Pausilippo zusammensetzen und auch um den Vesuv und den Epomeo auf Ischia bedeutende Ablagerungen bilden. Von diesem Pausilipptuff besitzen wir einige Analysen; Abich (Vulkanische Erscheinungen 1841. 92) untersuchte das in Säuren lösliche bei mehrern Varietäten, Rammelsberg veranstaltete eine Bauschanalyse des Pausilipptuff (Mittheilung an Roth 1860), welche ergab: Kieselsäure 53.27; Thonerde 15.53; Eisenoxyd 4.37; Manganoxyd 0.54; Kalk 3.10; Magnesia 0.68; Kali 8.22; Natron Spur; Wasser 9.84; Kohlensäure 3.16 (98.71). Das spec. Gewicht eines gelben Pausilipptuff ist nach Abich 2.456; eines weissen 2.521; eines vom Epomeo auf Ischia 2.527.

Mit diesem Pausilipptuff steht auch Manches der Puzzolan genannten Massen in Verbindung. Ein weisser zerreiblicher Bimsteintuff auf der Insel Teneriffa wird dort Tosca genannt.

Trass.

(Duckstein, Tuffstein.)

Ein dem Bimsteintuff sehr nahe verwandtes Gestein, eine unrein gelbe, ins graue oder braune ziehende, matte, erdige, bald mehr dichte bald poröse Masse, welche viele Bimsteinfragmente einschliesst. Sie enthält hin und wieder kleinere und selbst grössere

Bruchstücke von Grauwacke, Thonschiefer, Basalt, poröser basaltischer Lava, auch Krystalle und Krystallfragmente von Sanidin, Augit, Hornblende, Glimmer, Hauyn. Ziemlich häufig sind Einschlüsse von ganz oder halb verkohlten dicotyledonischen Stämmen und Aesten, welche meist noch ihre ursprüngliche Rundung besitzen und dann selbst mit der Rinde gut erhalten sind, seltener erscheinen Blätter. Nach Göppert scheinen diese vegetabilischen Reste sämmtlich noch lebenden Pflanzenspecies anzugehören.

Die Trassmasse klebt stark an der Zunge; vor dem Löthrohr schmilzt sie zu fein schwammigem, grauem oder braunem Email. Analysen sind:

I. Trass von Andernach (Plaidt und Kruft); H. Bley, Archiv f. Pharm. von Wackenroder u. Bley (2) XL. 1844. 259.

II. Trass aus dem Brohlthal; Elsner, Journal f. pr. Chemie XXXIII. 1844. 21.

III. Trass von Andernach (Plaidt und Kruft); Chatoney u. Rivot, Annales des mines (5) IX. 1856. 629.

IV. Trass von Andernach (Plaidt und Kruft); dies., ebendas.

V. Blauer Trass (Duckstein) von Plaidt; Hilt, v. Dechen, geogn. Führer zu dem Laacher See 1864. 393.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	54.90	48.94	57.5	54.0	53.07
Thonerde	8.73	18.95	10.1	16.5	18.28
Eisenoxyd	14.80	12.34	3.9	6.1	3.43 (Fe)
Manganoxydul	—	—	—	—	0.58
Kalk	1.67	5.41	7.7	4.0	1.24
Magnesia	0.98	2.42	1.1	0.7	1.31
Kali	—	0.37	6.4	10.0	4.17
Natron	9.41	3.56			3.73
Wasser	9.51	7.65	Glühv. 12.6	Glühv. 7.7	12.78
	100.00	99.64	99.3	99.0	98.59

Die Zusammensetzung scheint also, wie dies in der Natur der Sache liegt, eine sehr wechselnde zu sein. Elsner fand nach Abzug des Wassers 49.01 in Salzsäure lösliche und 42.98 darin unlösliche Theile; nach Chatoney und Rivot enthält III 34.2 unlösliche, IV 30 pct. unlösliche Theile. II führt eine Spur von Ammoniak. In V sind 53.79 unlösliche Theile; das Wasser in V enthielt Spuren

von Ammoniak, Schwefelsäure und Chlor. Ein Trass aus dem Hausbornthale zwischen Winningen und Rübenach enthielt nach Landolt 60.49 Kieselsäure und nur 1.33 Wasser.

Höchst wahrscheinlich gehören die von Schafhäutl als sog. Trass aufgeführten Gesteine aus dem Ries bei Nördlingen in Bayern, welche vielfach mit Graniten in Zusammenhang stehen, z. Th. auch Gänge darin bilden, gar nicht hierher; er fand in einer Varietät 67.55 Kieselsäure sowie nur 1.34 Wasser und unterschied darin drei Gemengtheile: eine gelbliche, amorphe, häufig körnige Masse von wachsähnlichem Thon, und mehr weissen durchscheinenden Thon, welcher sich vor dem Löthrohr unter lautem Geräusch aufbläht und dann schwer schmilzt, beide durchwoben von lavendelblauer oft pechschwarzer Masse mit ausgezeichnetem Fettglanz und schlackigen Blasen, welche vor dem Löthrohr unter Verlust der Farbe schmilzt; Schafhäutl glaubt, dass die gelbliche und die pechsteinartige Masse nur verschiedene Zustände derselben Substanz seien (N. Jahrb. f. Min. 1849. 661, wo auch Analysen mitgetheilt sind). Früher schon hatte auch Rumpf Untersuchungen und Analysen über diese Gesteine angestellt ebendas. 1844. 325; auch die von ihm analysirte Masse enthielt schlackige schwarzgraue Stücke. Neuerdings hat Röthe über diese sog. Trasse berichtet, N. Jahrb. f. Min. 1863. 177; auch Delesse hat sich darüber geäussert ebendas. 1850. 314.

In den Umgebungen des Laacher See bildet der Trass, welcher als ausgezeichnet hydraulischer Mörtel Verwendung findet, mächtige und ausgedehnte Ablagerungen, so im Brohlthal, welches bei Brohl in den Rhein mündet, im Tönnissteiner Thal, welches sich an jenes anschliesst, im Gebiet der Nette und um die Dörfer Plaidt, Kruft und Kretz. Das Bindemittel der Bimsteinconglomerate in dem gegenüberliegenden Becken von Neuwied ist grösstentheils trassartiger Natur. Der Trass, dessen Ablagerungen in den Thälern förmlich stromartig sind, ist wahrscheinlich ursprünglich im Zustande einer mojaartigen Schlammlava gewesen, wie sie die vulkanischen Eruptionen Südamericas noch heutzutage liefern. Steininger (die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein 1820. 104) hatte zuerst dem Trass diesen Ursprung zuerkannt, für welchen sich auch später v. Oeynhausen in seinen Erläuterungen zu der geognostisch-orographischen Karte der Umgegend

des Laacher See (1847) entschied. Vgl. v. Dechen, Geogn. Führer zu dem Laacher See 1864. 232. 391.

Es sei noch bemerkt, dass nach der Meinung von Bischof die Pflanzenreste in dem Trass gewiss nicht durch vulkanische Hitze, sondern auf nassem Wege verkohlt seien (chem. u. phys. Geologie 1. Aufl. II. 2242).

Nach Greenough ist der in Indien verbreitete rothe, oft ziegelrothe sog. Laterit dem rheinischen Trass oder dem italiänischen Peperin oder Puzzolan ähnlich; er findet sich in Malacca, Siam, Sumatra, Singapore, und bildet die höchsten östlichen und westlichen Gipfel der Ghauts in einer mittlern Mächtigkeit von 100 engl. Fuss. In Travancore umschliesst er 50—60 Fuss mächtige Braunkohlenflötze (Comptes rendus XL. 1855. 348). Vgl. über dieses Gebilde auch Hislop und Hunter im Quart. journ. of the geol. soc. XI. 1855. 353; es scheinen übrigens Gesteine höchst verschiedenartiger Natur als Laterit bezeichnet zu werden; z. B. durch Eisenoxyd gefärbte Thone, welche Zwischenschichten zwischen Basalt- und Lavadecken bilden, aus denen sie durch Zersetzung hervorgegangen sind (vgl. Lyell, Elements of geology 1865. 598). Nach den Gebr. Schlagintweit ist im Dekkan und Konkan der Laterit durch Zersetzung mandelsteinartiger Trappe entstanden, in welche er Uebergänge bildet, wogegen er in Mysore durch Umwandlung krystallinischer Schiefer gebildet sein soll, deren Bestandtheile darin noch wahrgenommen werden können; bei Nagagiri, Arcot und Madras ist er gar nur ein Conglomerat von Sandsteingeröllen, die durch ein rothes zelliges Cäment von Eisenoxydhydrat verkittet sind (Zeitschr. f. allgem. Erdkunde 1855. V. 160).

Bimsteingeröll und Bimsteinsand.

Lose Anhäufungen von grössern und kleinern Bimsteinstücken sind viel verbreitet in der Umgegend thätiger und erloschener Vulkane, z. B. in Süditalien, auf Island, Teneriffa, in den Umgebungen des Laacher See, wo sich von dem Krater des Krufter Ofen die Bimsteinauswürflinge über einen grossen Theil des benachbarten Rheinthals bis nach Nassau hinein verbreiten; selbst bis in die Gegend von Marburg und Giessen lassen sie sich verfolgen (Fr. R. Schäfer, die Bimsteinkörner bei Marburg in Hessen und deren Abstammung aus Vulkanen der Eifel, Marburg 1851, auch Journ. f.

pr. Chemie 1851. LV. 18). Gewaltige Massen von lockerm Bimsteingeschütt, aus kleinern Stücken und grössern Blöcken von 3—6 Fuss Durchmesser bestehend, lagern an den Ufern des Taupo-See auf der Nordinsel Neuseelands, wo sie stellenweise 2—300 Fuss Mächtigkeit erlangen (v. Hochstetter, Geologie von Neuseeland 1864. 107).

Quarztrachytsand.

Das östliche Ufer des Taupo-See in Neuseeland ist mit einem feinern oder gröbern Sand bedeckt, der aus Bruchstücken von sauertrachytischen Gesteinen und deren Gemengtheilen besteht; er enthält langfaserige seidenglänzende Bimsteinstückchen, Bröckchen dunkler Quarztrachyte, Bruchstücke von weissem oder gelbem Sanidin, grüne und schwarze Obsidianscherben, eisenschwarze Iserinkörnchen, Sand von titanhaltigem Magneteisen, kleine violette und lavendelblaue Bruchstücke von lithoidischem Quarztrachyt, rauchgraue, bläulichgraue und wasserklare farbenspielende Quarzkörner, mitunter Glimmerstäubchen oder Hornblendesäulchen; ausserdem kleine dünne längliche Sanidinkrystalle, wohlausgebildet nach dem Bavenoer Zwillingsgesetz, welche wahrscheinlich die Hohlräume poröser Quarztrachyte bekleidet haben, wie die Bavenoer Orthoklaszwillinge in denen der Granite erscheinen (Zirkel in v. Hochstetter's Geologie von Neuseeland 1864. 123).

Alaunstein.

(Alaunfels, Pietra della Tolfa.)

Der Alaunstein ist eine weissliche, gelbliche oder röthlichgraue Masse von bald erdiger und weicher, bald feinkörniger oder dichter Beschaffenheit, im wesentlichen ein mit Alunit gemengter Trachyttuff oder Bimsteintuff. Der Alunit bildet entweder ein inniges Gemenge mit der thonsteinähnlichen Tuffmasse oder erscheint in feinen Körnchen eingesprengt, oder in kleinen, oft krummflächigen und zu Drusen gruppirten Krystallen auf den Innenwänden der Poren, Zellen oder Klüfte, an denen das Gestein stellenweise sehr reich ist. An der Cava gregoriana bei Tolfa wird der Alaunstein von unten bis zu 6 Fuss mächtigen, nach oben sich verzweigenden Gängen von Alunit durchschwärmt. Neben dem Alunit tritt bei Tolfa auch der ähnliche Löwigit in dem Gesteine auf.

Kieselsäure imprägnirt nicht selten die Masse so reichlich, dass sie Glas ritzt und am Stahl Funken gibt; Quarzkrystalle sind auch bisweilen in ziemlicher Menge eingesprengt, oder es ziehen sich Adern und Schnüre von Hornstein oder Chalcedon durch das Gestein. Verkieselte Holzstücke finden sich nach Derscénye (Beudant, Voyage en Hongrie III. 462) in den ungarischen Alaunsteinen, ein wichtiger Beweis für deren klastische Natur. Trümer von Rotheisenerz kommen auch hier und da darin vor. Der vom Mont Dor umschliesst an einigen Stellen ziemlich reichlich Kügelchen von Schwefel, an andern kleine Krystalle von Eisenkies.

Der Alaunstein schmilzt entweder vor dem Löthrohr zu weissem Email oder wird weiss und erdig. Analysen sind:

I. Alaunstein von Gleichenberg in Steiermark; Fridau, Annal. d. Chem. u. Pharm. LXXVI. 1850. 108.

II. Alaunstein vom Mont Dor; Gautier-Lacroze, N. Jahrb. f. Min. 1864. 723.

	I.		II.
Kieselsäure	50.71	(kieseliger Rückstand)	24.66
Thonerde	19.06		23.53
Eisenoxyd	1.13		1.93
Kalk	0.56		—
Magnesia	0.41		—
Kali	3.97		5.69
Wasser	7.23		10.00
Schwefelsäure . . .	16.50		25.55
Kieselsaures Kali . .	0.31	Schwefel	7.33
Schwefelsaure Magnesia	0.09	Verlust	1.31
Chlormagnesium . .	0.03		—
	100.00		100.00

Das spec. Gewicht von I ist 2.371 (bei 23°), das von II 2.481.

Die Alaunsteine treten im Gebiet trachytischer Gesteine auf: in Ungarn namentlich im Beregher und Zempliner Comitat (bei Tokaj, Musaj, Bereghszász); nach Haberle und Beudant hängen diese Alaunsteine auf das innigste mit Trachyttuffen und Bimsteinconglomeraten zusammen, v. Richthofen (Jahrb. der k. k. geol. R.anst. 1861. 261) betrachtet den Alaunstein von Bene bei Bereghszász als aus einer Umwandlung von festem Quarztrachyt hervorgegangen; ein Alaunstein von Kawa Tjiwidai auf Java ist nach demselben

Forscher wahrscheinlich aus unreinem Quarzsandstein entstanden. In der Umgebung des Mont Dor in der Höhe des Dogne-Thales. auf dem Pic de Sancy; in Italien bei Piombino und bei Tolfa unweit Civita Vecchia, wo die Alaunsteine auf das innigste mit alunitfreien Trachyttuffen und Bimsteinconglomeraten verbunden sind, in welche sie auch übergehen. und sich offenbar als klastische Gebilde darstellen. Anders ist es mit dem Alaunstein von Aegina, welchen Virlet beschrieb (Bull. de la soc. géol. II. 357): er ist hier ein Zersetzungsproduct von festem trachytischem oder quarztrachytischem Gestein, welches allerdings durch Auflockerung eine breccienähnliche Beschaffenheit erlangt hat. Die Verbandverhältnisse des Gleichenberger Alaunsteins bedürfen noch näherer Untersuchung. Schwefelwasserstoffexhalationen und schwefelsaure Gewässer sind es gewesen, welche die trachytischen Tuffe zu Alunit umwandelten. Nach der Theorie v. Richthofens haben bei den ungarischen Alaunsteinen fluorwasserstoffsaure Dämpfe den Act der Umwandlung begonnen, alsdann wurden die gebildeten Fluorkieselsalze durch schwefelsaure oder schwefeligsaure Gase, welche mit einem grossen Ueberschuss von Wasserdampf vermengt waren. in schwefelsaure Salze umgewandelt. A. Mitscherlich wurde durch seine Versuche über die künstliche Erzeugung von Alunit und Löwigit zu dem Resultat geführt, dass zur Ausbildung dieser Mineralien erforderlich sei das Vorhandensein von Lösungen von schwefelsaurer Thonerde und von schwefelsaurem Kali. ferner eine Temperatur von 180° und ein Druck von ungefähr 9 Atmosphären.

Berthier. Alaunstein von Ungarn. Annales des mines (4) II. 459.
Haberle, ebendar., Schweiggers Journ. XXI. 151.
Beudant. Voyage en Hongrie II 284. III. 446.
v Richthofen. Alaunstein aus Ungarn. Jahrb. d. geol. R.anst. 1861. 261: Alaunstein von Kawa Tjiwidai auf Java. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1862. XIV. 317.
Boué. Alaunstein von Siebenbürgen. Bull de la soc. géol. II. 360.
Fridau. Alaunstein von Gleichenberg. Annal. d. Chem. u. Pharm. LXXVI. 106.
Virlet. Alaunstein v. Aegina. Bull. de la soc. géol. II. 357.
Sauvage. Alaunstein v. Milo. Annales des mines (4) X. 85.
Fr. Hoffmann. Alaunstein von Volcano und Lipari. Ueber die geogn. Besch. der liparischen Inseln. Leipzig 1832.
A. Mitscherlich. über Alunit. Journ. f. pr. Chem. LXXXIII 1861. 464.

Basaltconglomerat.

Eckige und abgerundete, meistens etwas verwitterte Bruchstücke basaltischer Gesteine von verschiedener Grösse sind durch ein Bindemittel zu einem mehr oder weniger festen Gestein verbunden. Die Basaltfragmente erreichen nicht selten die Dimensionen mächtiger Blöcke, neben ihnen erscheinen auch oft Bruchstücke anderer Gesteine in dem Conglomerat. Das meist erdige und weiche bis zerreibliche, schmutzig rauchgraue, mitunter gelblich oder röthlich gefärbte Bindemittel besteht am gewöhnlichsten aus feingeriebenem oder geschlämmtem Schutt basaltischer Gesteine, ist auch wohl von thoniger oder mergeliger Beschaffenheit, bisweilen ist es Kalkspath oder Aragonit, welcher als Cäment auftritt. In einigen grobklastischen Basaltgesteinen von breccienartiger Natur werden die Trümmer durch eine krystallinisch - feinkörnige, scheinbar dichte oder schlackige Basaltmasse cämentirt; so beschaffen sind namentlich die Basaltbreccien, welche die Saalbänder von Gängen darstellen (vgl. Felsitporphyrbreccie S. 527, Augitporphyrbreccie S. 543). Das Bindemittel der Basaltconglomerate ist nicht selten von Trümern und Adern von Kalkspath durchzogen; bei einigen Vorkommnissen, (z. B. Montecchio maggiore im Venetianischen) umschliesst es zahlreiche verkieselte oder verkalkte Conchylien. In Holzopal oder Kalkspath umgewandelte oder verkohlte Holzstücke sind auch nicht selten, (z. B. am Hohen Seelbachskopf im Siegenschen).

Die Basaltconglomerate, welche grösstentheils deutliche Schichtung zeigen, fehlen wohl in keiner basaltischen Region. Sie erweisen sich theils als Reibungsproducte, theils als zusammengeschwemmter Schutt von zerstörten festen Basaltmassen.

Basalttuff.

Der Basalttuff ist ein Basaltconglomerat in feinerm Zustande. Eine feinkörnige dichte oder erdige zerriebene und meist ziemlich zersetzte Basaltmasse, von gewöhnlich schmutzig-grauer oder gelblichbrauner Farbe, umschliesst Körner und nussgrosse Brocken von basaltischen Gesteinen, welche sich ebenfalls sehr häufig in einem vorgerückten Zustand der Zersetzung befinden, daher sie mürbe und bröckelig, schmutzig grünlich-braun oder lederfarbig erscheinen und mit ihren Contouren in das umgebende Bindemittel verfliessen.

Das Cäment braust in der Regel ziemlich stark mit Säuren. Manchmal besteht der Basalttuff blos aus feingeriebenem Material ohne grössere Brocken und kommt alsdann, wenn er nicht von allzu lockerer Beschaffenheit ist, der Wacke, dem zersetzten festen Basalt (vgl. S. 297) in seinem Aussehen sehr nahe.

Der Basalttuff enthält häufig Bruchstücke von andern in der Nähe befindlichen Gesteinen z. B. von Kalksteinen (in der schwäbischen Alp), auch Krystalle und Krystallfragmente von Olivin, Augit, Hornblende, Glimmer, sowie Magneteisenkörner, bisweilen auch Glaukonitkörner. Adern, Lagen und Nester von Steinmark, Grünerde, Kalkspath, Aragonit, Eisenspath, Zeolithen als Zersetzungsproducte sind keine seltene Erscheinung, auch organische Reste manchfacher Art werden von den Basalttuffen umschlossen, so Süsswasser- oder Meeresconchylien, Diatomeenpanzer, Blattabdrücke, verkieselte und verkohlte Hölzer (z. B. am Hohen Seelbachskopf bei Siegen, das im basaltischen Tuff von Joachimsthal bereits im Jahre 1556 in einer Tiefe von 140 Lachtern entdeckte sog. Sündfluthholz) u. s. w. Cylindrische, stellenweise mit nadelförmigem Aragonit ausgekleidete Höhlungen in den Basalttuffen um Siegburg bei Bonn rühren nach Nöggerath von Baumstämmen und -Aesten her, deren Rinde auf der Innenseite der Höhlungen Abdrücke hinterlassen hat.

Die Basalttuffe sind stets mehr oder wenig deutlich, oft unter dem Einflusse des Wassers in sehr ausgezeichneter Weise geschichtet. Ihr Material scheint theils zerkleinerter Schutt von zerstörten Basaltmassen, theils das Product ehemaliger vulkanischer Eruptionen zu sein, ähnlich den Lapilli und dem vulkanischen Sande. Sie erscheinen fast in allen basaltischen Regionen, vergesellschaftet mit basaltischen Conglomeraten, wechsellagernd mit Basaltdecken oder eine äussere mantelförmige Hülle um Basalteruptionen darstellend. In sehr naher Beziehung stehen die Basalttuffe zu der Braunkohlenformation, so z. B. im Siebengebirge, wo sie im Verein mit Trachyttuffen (vgl. S. 546) Glieder des Braunkohlengebirges bilden, über dessen ältesten Schichten sie lagern (vgl. Geognost. Führer in das Siebengeb. 166. 241). Bei Laubach am Vogelsgebirge findet, wie v. Leonhard berichtet, ein siebenmaliger Wechsel zwischen Basalttuffen und Braunkohlenflötzen statt (Basaltgebilde II. 52). Ausgezeichnet sind die ebenfalls Braunkohlenflötze füh-

renden Basalttuffe des nördlichen Böhmens, welche dort gegen die festen Basaltmassen bedeutend vorwalten. Nach Quenstedt füllen zwischen Reutlingen und Boll in Würtemberg Kalksteinbruchstücke umschliessende Basalttuffe Spalten und Klüfte im Jurakalkstein aus, welchen sie in derselben Gegend in Form von Kuppen und ausgedehnten Decken überlagern (Neues Jahrb. f. Min. 1842. 306).

Al. Brongniart bezeichnete mit dem Namen Brecciole gewisse sandsteinähnliche Basalttuffe im Vicentinischen (bei Ronca, Montecchio maggiore, Monte Viale), welche zum Theil regelmässig mit Nummuliten-Kalkstein abwechseln und auch selbst organische Ueberreste der Nummulitenformation enthalten (Mém. sur les terrains de sédiment supérieurs du Vicentin, Paris 1823).

Peperin.

Das ursprünglich mit dem Namen Peperin bezeichnete Gestein ist ein Tuff aus dem Albanergebirge bei Rom, welcher sich durch zahlreiche und oft grosse Krystalle und Krystallbruchstücke auszeichnet; es zeigt eine aschgraue, gelblichgraue, auch wohl rothbraune Grundmasse von feinerdiger, weicher und wackenartiger Beschaffenheit, in welcher in grosser Menge frische und glänzende Krystalle und krystallinische Fragmente von schwarzem Glimmer, Rubellan, Augit, Leucit und feinvertheilte Magneteisenkörner liegen. Dieser Peperin des Albanergebirgs enthält auch als sehr charakteristische Einschlüsse eckige Bruchstücke von weissem körnigem Dolomit und Kalkstein sowie runde Geschiebe und eckige Stücke (auch wohl schwere Blöcke) von Basalt und Leucitophyr. Die schwarzen Glimmerblätter erscheinen nicht selten in Form von runden oder länglichen Concretionen, bisweilen Augitkrystalle oder Magneteisenkörner in der Mitte umschliessend. Der Peperin im Albanergebirge bildet eine mächtige Ablagerung, welche ziemlich deutlich geschichtet ist; Lagen vulkanischer Asche liegen zwischen den Peperinschichten.

Leopold v. Buch, welchem wir die erste ausführliche Beschreibung dieses Gesteins verdanken (Geognostische Beobachtungen auf Reisen u. s. w. II. 70) hält dafür, dass Eruptionen von vulkanischer Asche, Glimmerkrystallen, Kalksteinstücken und Basaltblöcken das Material zu diesen Gesteinen geliefert haben, welches auf dem Boden des Meeres verkittet und erhärtet sei. Ponzi hat dagegen

durch nachherige Beobachtungen festgestellt, dass der im Albaner Gebirge vorkommende Peperin als eine Schlammlava zu betrachten sei, deren Eruptionspunkt man am Abhang des Monte Cavo suchen müsse, von wo wiederholt Ströme ausgebrochen seien und sich schichtweise in weiter Ausdehnung übereinander gelagert hätten.

Sehr richtig bemerkt Naumann: »Aehnliche Gesteine, welche in einer braunen, grauen oder rothen wackenähnlichen Grundmasse zahlreiche und oft grosse Krystalle und Krystallbruchstücke von basaltischer Hornblende, Augit, Olivin, Glimmer oder Rubellan zugleich mit Basaltfragmenten umschliessen, dürften daher gleichfalls als Peperin zu bezeichnen sein, indem man diesen Namen auf alle dergleichen tuffartigen Gesteine ausdehnt, welche durch die Menge von krystallinischen Einschlüssen ein sehr frisches, unzerstörtes und glänzendes, an wirkliche krystallinische Gesteine erinnerndes Ansehen erhalten und wahrscheinlich auf ähnliche Weise entstanden sind, wie der Peperin des Albaner Gebirgs.« (Geognosie I. 677).

Von diesen Gesichtspunkten ausgehend, könnte man die durch ihren Gehalt an Rubellan, basaltischer Hornblende und Augit ausgezeichneten Tuffgesteine vom Wolfsberg südwestlich von Czernosin zwischen Pilsen und Eger, von Luschitz, Kostenblatt, Schima, Luckow in Böhmen als Peperin bezeichnen.

Palagonittuff.

Der Palagonittuff ist ein zuerst von Sartorius v. Waltershausen bei Palagonia in Sicilien beobachteter basaltischer Tuff, welcher zahlreiche Körner und Brocken des Palagonit genannten Minerals umschliesst.

Dieses eigenthümliche Mineral ist eine amorphe gelblichbraune bis braunschwarze, öfters bernsteingelbe Substanz, die im Aeussern an Kolophonium erinnert, mit Glasglanz, muscheligem Bruch. Spuren von Pellucidität, einer Härte zwischen 4 und 5 und einem spec. Gewicht von ungefähr 2.5. In chemischer Hinsicht ist der Palagonit ein wasserhaltiges Silicat von Eisenoxyd, Thonerde, Kalk, Magnesia, Kali und Natron. Verdünnte Salzsäure zersetzt den Palagonit leicht unter Gallertbildung, vor dem Löthrohr schmilzt er leicht zu einer schwarzen magnetischen Perle. S. v. Waltershausen glaubte in chemischer Rücksicht dreierlei Gruppen von Palagoniten unterscheiden zu müssen, mit verschiedenem Wassergehalt:

$$\text{I.}\quad 3\,\dot{R}\,\ddot{Si} + \ddot{R}^2\,\ddot{Si}^3 + 6\,\dot{H}$$
$$\text{II.}\quad 3\,\dot{R}\,\ddot{Si} + \ddot{R}^2\,\ddot{Si}^3 + 9\,\dot{H}$$
$$\text{III.}\quad 3\,\dot{R}\,\ddot{Si} + \ddot{R}^2\,\ddot{Si}^3 + 12\,\dot{H}$$

Er trennte auch drei Varietäten, Korit, Hyblit und Notit, welche jedoch Bunsen als niemals isolirt aufgefunden und ebensowenig isolirt analysirt, nicht anerkennt. Bunsen spricht nur der Formel II. Gültigkeit zu. Die Aufstellung einer passenden Formel für den Palagonit ist um so schwerer, als die zahlreichen Analysen erhebliche Differenzen aufweisen; werden die Palagonitmassen mit Säuren aufgeschlossen, so liefern fast alle einen Rückstand, der vorwiegend aus beigemengten, unzersetzt gebliebenen Feldspath- und Augittheilchen besteht. Olivin und Magneteisentheile, welche ebenfalls den Palagonit verunreinigen, werden zersetzt und verdunkeln, den Gehalt einerseits an Eisenoxyd, andererseits an Thonerde herabdrückend, das chemische Bild dieser Substanz. S. v. Waltershausen konnte in dem sicilianischen Palagonit von Aci Castello deutlich ausgebildete Olivinkryställchen wahrnehmen. Schliesslich fragt es sich, ob eine solche unkrystallisirte Substanz überhaupt eine Verbindung nach festen Verhältnissen, und ob es nicht ein Zufall ist, dass gewisse Vorkommnisse sich durch eine Formel ausdrücken lassen. Jedenfalls kann man den Palagonit als das Hydrat der von Bunsen sogenannten normal-pyroxenischen Zusammensetzung ansehen.

Der Palagonit bildet nun meistens eckige Körner und grössere Brocken in braunen basaltischen Tuffschichten, welche ausserdem aus Bruchstücken von Basalten, Anamesiten, Mandelsteinen und Fragmenten von Krystallen, die für diese Gesteine charakteristisch sind, bestehen; meistens gibt er als vorwaltender Bestandtheil das Verkittungsmittel für dieses klastische Gesteinsmaterial ab; bisweilen, z. B. sehr ausgezeichnet an dem Weideplatz Seljadalr zwischen Reykjavík und dem Thingvellir-See auf Island, setzt er einzig und allein ein Gestein zusammen, welches alsdann seinen Charakter als ehemaliger Tuff gänzlich verloren hat und den Namen Palagonitfels verdient. Der Palagonit ist dagegen auch oft ungemein fein in den Tuffen und zusammengebackenen Aschen vertheilt: manche Tuffe erscheinen dem blossen Auge als gänzlich frei von Palagonit; wenn man sie aber pulvert und mit der Loupe oder dem Mikroskop betrachtet, so gewahrt man eine grosse An-

zahl der kleinsten, honiggelben oder bräunlichen kolophoniumähnlichen Körnchen darin.

An manchen Punkten sind Conchylien, Diatomeenpanzer und andere organische Ueberreste in den Palagonittuffen nachgewiesen worden, z. B. auf Island (Fossvogr bei Reykjavík, Hallbjarnastadr-Kambr im Nordland), auf Sicilien bei Militello im Thale gegen Scordia zu, im Fondo di Gallo, wo ungefähr 100 Arten tertiärer Mollusken, grösstentheils im vortrefflichsten Erhaltungszustande, von den Palagonittuffen umschlossen werden.

Was die chemische Analyse der Palagonittuffe anbelangt, so ist immer nur die ausgesonderte palagonitische Substanz und auch diese nur soweit sie von Säuren zersetzt wird, untersucht worden. Die folgenden Analysen sind nach Abzug des Rückstands auf 100 reducirt.

I. Palagonia im Val di Noto, Sicilien, tief dunkelbraun, (S. v. W.) Rückstand 10.99, halbzersetzter Labrador und viel Augit.

II. Aci Castello, Sicilien, hellkolophoniumbraun, olivinhaltig, (S. v. W.) Rückstand 6.65, Augit, Feldspath, weisse Körnchen.

III. Seljadalr, zwischen Reykjavík und dem Thingvellir-See, Island, schwarzbraun bis gelbbraun mit einzelnen Olivinen, (Bunsen) Rückstand 4.11.

IV. Laugarvatnshellir zw. dem Thingvellir-See und dem Geysir, Island, (Bunsen) Rückstand 2.32.

V. Galapagos-Inseln, Kratergestein, (Bunsen) Rückstand 2.19.

VI. Beselicher Hof bei Limburg an der Lahn, honiggelb bis röthlichbraun, ein Theil der Kieselsäure ist als Opal beigemengt, (Sandberger) Rückstand 2.10.

VII. Java, hellbraun, sehr weich und sandsteinartig mit kleinen Augitkryställchen, (Prölss 1864) Rückstand 19.50.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	41.26	36.97	38.96	41.28	36.93	48.96	37.57
Thonerde	8.60	7.79	11.62	11.03	11.56	9.94	15.18
Eisenoxyd	25.32	21.02	14.75	13.82	10.71	10.54	13.07
Kalk	5.59	5.31	9.13	8.75	7.95	4.98	6.02
Magnesia	4.84	4.82	6.29	6.49	6.28	3.04	5.58
Kali	0.54	0.94	0.72	0.65	0.78	0.83	2.17
Natron	1.06	7.23	0.68	0.62	0.55	1.04	0.79
Wasser	12.79	15.92	17.85	17.36	25.24	20.67	19.60
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Die Palagonite enthalten nach Bunsen nur Eisenoxyd, nie Eisenoxydul. Unter den Verunreinigungen des isländischen und des sicilianischen Palagonit findet sich nicht selten kohlensaurer Kalk.

Sartorius v. Waltershausen betrachtet die Palagonittuffbildung in der Weise vor sich gegangen, dass feingeriebene vulkanische Aschen während einer längern Submersion unter Meerwasser durch Umsetzung der basischern Bestandtheile zu Palagonit nach der Art eines hydraulischen Mörtels cämentirt worden seien; ein Theil derselben sei somit eine feste chemische Verbindung eingegangen, der andere in dem frühern Zustande zurückgeblieben. Damit steht das Vorkommen der Conchylien und Infusorien in Zusammenhang, sowie die vollkommene Stratification der Palagonittuffe, deren Schichten entweder horizontal liegen oder aufgerichtet sind. Die Palagonite sind als amorphe eisenoxydreiche Zeolithe anzusehen, aber nur solche Aschen, welche basische Feldspathe mit vielem Eisenoxyd enthalten, Labradore und Anorthite, seien zur Palagonitbildung geeignet, indem kieselsäurereichere Feldspathe, Oligoklase und Sanidine der Metamorphose überhaupt nicht mehr zugänglich sind; die saurern Aschenpartikelchen liegen daher meist unverändert im Palagonit. Vieler Palagonit sei durch Aufnahme von Wasser aus einem Mineral entstanden, welches Sartorius von Waltershausen Sideromelan nennt, und welches noch oft im Innern der Palagonitkörner angetroffen wird: ein amorpher Labrador von der Formel $\dot{R}\ddot{Si} + \underline{\dddot{R}}\ddot{Si}^2$, welcher bei vorherrschendem Eisenoxyd weniger Kieselsäure enthält und aus diesem Grunde vorzugsweise leicht gelöst wird (vgl. S. 305).

Bunsen ist dagegen der Ansicht, dass Palagonitsubstanz bei höherer Temperatur durch Einwirkung von Kalk auf augitische Gesteine entstehen könne und es gelang ihm auch in der That Palagonit mit allen chemischen und mineralogischen Kennzeichen des isländischen darzustellen, indem feingeriebenes Basaltpulver in einen grossen Ueberschuss von geschmolzenem Kalihydrat eingetragen und das gebildete überschüssige Kalisilicat mit Wasser übergossen wurde; er hält die Palagonite demnach für metamorphische Massen, entstanden durch die Reaction glühender Augitlaven auf kalk- und alkalienreiche Gesteine; letztere sollen aus einem besondern nunmehr erloschenen Heerde stammen, welcher in der ältern Periode neben dem pyroxenischen und trachytischen Heerde (Bd. I. 454) thä-

tig gewesen sei. Die Palagonittuffe seien Producte submariner Anschwemmungen von diesen alkalireichen, der Metamorphose unterworfen gewesenen Silicatgesteinen.

Obschon local derlei Umwandlungen zu Palagonit unzweifelhaft vorkommen können, wie die Lavaströme von Porto Praja auf den Capverdischen Inseln, welche über Kalkgesteine fliessend, damit ausgezeichneten Palagonit erzeugten, deutlich beweisen, so spricht doch manches gegen die Annahme, dass die ungeheuern Palagonitmassen, welche in Island aufgehäuft sind, solchen kalk- und alkalienreichen Gesteinen, wie sie Bunsen voraussetzt, ihren Ursprung verdanken; man sollte erwarten, irgendwo diese ursprünglichen Gesteine doch noch anstehend zu finden, wo sie noch nicht diese Metamorphose erlitten hätten, allein auf der ganzen Insel zeigt sich keine Spur von ihnen; jene Umwandlungen, an wie vielen Stellen sie auch erfolgt sein möchten, hätten doch immer nur geringe Palagonitmassen hervorbringen können, welche nicht ausreichend erscheinen, um jene ausgedehnten, hunderte von Quadratmeilen einnehmenden Palagonitgebirge Islands aufzubauen. Auch der ganze Habitus des Palagonittuffs unterstützt überdies nicht die Vermuthung, dass er schon seine jetzige Beschaffenheit besessen habe, als er durch Gewässer zusammengeschwemmt wurde, es kann im Gegentheil, wenn man sein Vorkommen berücksichtigt, wohl nicht zweifelhaft sein, dass die Palagonit genannte Substanz nicht einen ursprünglichen Bestandtheil der Tuffmassen ausmacht, sondern nach der Ansicht von Sartorius von Waltershausen sich erst im Laufe der Zeiten darin gebildet hat: darauf deutet hin, dass man oft an einem Gesteinsbrocken das allmähliche Fortschreiten der Palagonitmetamorphose beobachten kann, das beweist der Uebergang des Tuffs, welcher fast ganz aus Palagonit besteht, durch einen solchen, in welchem nur einige Körnchen diese Umwandlung erlitten haben, in einen solchen, in welchem diese noch gar nicht begonnen hat und keine Spur von Palagonit zu beobachten ist. Für die Mitwirkung des Meerwassers spricht der Umstand, dass da, wo der Tuff über dem Meere gebildet ist, kein Palagonit erscheint. Auch Darwin ist der Ansicht, dass die palagonitischen Tuffe der Galapagos-Inseln während der Submersion umgewandelte feine Tuffe seien. Ob dagegen alle Palagonittuffe submarine Gebilde sind, dies muss in Anbetracht z. B. derer aus der Eifel zweifelhaft erscheinen.

Auf der Insel Island ist der Palagonittuff ausserordentlich verbreitet. Die Palagonittuffe bilden, beiderseits eingefasst von grossen Basaltpartieen, einen breiten Gürtel, welcher von Südwesten nach Nordosten in ununterbrochenem Verlauf die ganze Insel durchzieht, im Süden seine grösste Ausdehnung gewinnend, nach Norden zu allmählich sich verschmälernd. Die Hauptvulkane haben ihren Sitz in dieser Zone palagonitischer Tuffe, auch ist es namentlich das Gebiet der Palagonite, innerhalb dessen sich die Solfataren finden, bei denen Exhalationen von schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdampf den Boden in einen heissen Brei verwandeln, den Palagonittuff zu Thon zersetzen und zugleich die Bildung von Schwefel, Gyps, Alaun, Eisenkies u. s. w. veranlassen (Krisuvík im Südwesten, Reykjablíd im Nordosten u. s. w.).

Auf der Insel Sicilien ist er namentlich im Val di Noto ausgebildet.

Sartorius v. Waltershausen wies nach, dass die Basalttuffe von Wilhelmshöhe bei Cassel palagonitisch sind. Am Beselicher Kopf bei Limburg a. d. Lahn in Nassau hat F. Sandberger deutlichen Palagonittuff erkannt. Neuerdings hat es sich ergeben, dass auch einige Tuffe der Eifel palagonitisch sind, z. B. die von Steffeln, vom Niveligsberg bei Drees; Lewinstein fand in den 83.14 durch Säuren zersetzbaren Proc. des letztern Tuffs: Kieselsäure 42.59; Thonerde 11.80; Eisenoxyd 15.60; Magnesia 6.32; Kalk 6.92; Kali 0.76; Natron 0.46; Wasser 16.74 (101.19), eine Zusammensetzung, welche mit der der oben angeführten Palagonite recht wohl übereinstimmt.

Girard fand Palagonittuff bei Montferrier nördlich von Montpellier. Delesse erwähnt ein palagonitisches Conglomerat vom Felsen Corneille bei Le Puy (Haute Loire), eine braune Masse, welche schwarze Schlackenstücke, Augitkrystalle und Quarzkörner verkittet.

Palagonitische Tuffe treten nach C. v. Fritsch auf der Mehrzahl der Canaren auf, zweifellos veränderte Lapilli und Aschen darstellend; doch scheinen nicht nur submarine Tuffe palagonitisirt zu sein, sondern auch supramarine. Die Umwandlung ist nicht selten Gesteinsspalten entlang am vollständigsten, so dass man förmliche Pechsteingänge vor sich zu haben glaubt. Auf der Galapagos-Insel Chatam-Island hat Darwin schon sehr früh deutlichen Palagonittuff als ein kraterbildendes Gestein nachgewiesen; Pala-

gonit verkittet dort Schlackenfragmente und Bruchstücke von Augit- und Olivinkrystallen. Palagonittuffe, vollkommen ähnlich den isländischen, erscheinen nach v. Hochstetter an den Two-Brothers am Ashburton-River am Fuss des Mount-Sommers auf der Südinsel von Neuseeland. Die Tuffe befinden sich in allen Stadien der Palagonitisation: bald bildet der Palagonit nur das Cäment zahlreicher unversehrter Aschentheilchen oder scharfrandiger Gesteinsbröckchen, bald hat die Metamorphose fast die ganze Tuffmasse betroffen, welche nahezu vollständig aus einem dunkelbraunen Palagonit besteht.

Die Palagonitsubstanz, welche sich bisweilen leicht der Beobachtung entzieht, ist vermuthlich noch weit häufiger verbreitet, als es den Anschein hat, und wird sich noch in zahlreichen basaltischen Tuffablagerungen nachweisen lassen.

Sartorius v. Waltershausen: Ueber die submarinen vulkanischen Ausbrüche des Val di Noto. 1846. S. 34. Physisch geographische Skizze von Island 1847. S. 86. Ueber die vulkanischen Gesteine in Sicilien und Island 1853. 179 bis 247; 424 bis 506.

Bunsen, Annal. d. Chem. u. Pharmacie 1847. LXI. 265 und Poggend. Annal. 1851. 219.

Preyer u. Zirkel, Reise nach Island 1862. S. 330.

F. Sandberger, Uebersicht der geol. Verhältnisse des Herzogth. Nassau 1847. 81. 96, auch Neues Jahrb. f. Min. 1850. 59.

Mitscherlich, über die vulk. Erschein. in der Eifel, herausgeg. v. Roth 1865. 26.

Girard, Neues Jahrb. f. Min. 1853. 568, vgl. auch über den Palagonittuff von Montferrier Marcel de Serres und Cazalis de Fondouce im Bull. de la soc. géol. (2) XIX. 1862. 195.

Delesse, Annales des mines (5) XII. 1857. 170.

v. Fritsch, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1864. XVI. 119.

Darwin, geological observations on volcanic islands 1844. 98.

v. Hochstetter, Geologie von Neuseeland 1864. 204.

Prölss, Palagonittuff von Java, Neues Jahrb. f. Min. 1864. 434.

Leucittuff.

Namentlich in der Gegend von Rieden und zwischen Obermendig und Mayen im Gebiet des Laacher See verbreitet, charakteristisch durch die feinerdig verwitterten schneeweissen Leucite von Stecknadelkopfgrösse, wodurch das Gestein weissgesprenkelt erscheint; ausserdem wohlausgebildete Augitkrystalle, Magnesiaglimmerblätter, Sanidinbruchstücke und Magneteisenkrystalle umschliessend, desgleichen Bruchstücke von Noseanleucitophyr, Noseanphonolith, devonischem Schiefer und Sandstein, Quarzgeschiebe.

vom Rath, Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. XVI. 1864. 75.
v. Dechen ebendas. XVII. 1865 136.

Ein eigenthümliches Trümmergestein bildet den 2180 Fuss über der Ebene von Rom emporragenden Felsen Rocca di Papa im Albanergebirge; es besteht aus Leuciten und Augiten, welche meist ohne Cäment mit einander verbunden sind. Die kleinen Leucite bieten deutlich ausgebildete Formen dar, sind aber gewöhnlich mehlig zersetzt, die Augite bilden grössere, längliche Krystalle; trotz der dies Gestein allerorts durchziehenden eckigen Hohlräume ist es von bedeutender Festigkeit.

L. v. Buch, geognost. Beobb. auf Reisen II. 75.

Im Anhang an die klastischen Gesteine der Trachyt- und Basaltgruppe, sind noch die klastischen Gesteine der Laven zu erwähnen, welche zwar ihrem Bestande nach mit jenen übereinstimmen, indem sie trachytischer, oder wie es vorwiegend der Fall ist, basaltischer Natur sind, indessen wegen der Art und Weise ihres Vorkommens, sowie ihres Ursprungs aus wirklichen Vulkanen ebenso von den beiden zuletzt betrachteten Gruppen klastischer Gesteine getrennt zu werden pflegen, wie man auch die basaltischen Laven von dem eigentlichen Basalt unterscheidet.

Diesen Vulkanschutt, welcher ein Hauptmaterial zum Aufbau der Vulkane abgibt, kann man füglich in gröbern und feinern eintheilen.

Gröberer Vulkanschutt.

Vulkanische Blöcke. Ungestaltete, von Vulkanen ausgeworfene Blöcke mehrere Fuss im Durchmesser haltend, mitunter von colossalen Dimensionen liegen lose übereinander aufgehäuft, stellenweise zusammengeschweisst oder durch vulkanische Asche, auch wohl durch spätere Absätze verkittet. Im October 1822 warf der Vesuv Blöcke bis zu 8 Fuss Durchmesser aus. Sie haben häufig eine schlackige Rinde, meist eine schwammige oder blasige Beschaffenheit, während ihr Kern nicht selten eine krystallinische Textur besitzt, und ahmen so im Kleinen dieselbe Verschiedenheit in der Ausbildung nach, welche die Lavaströme im Grossen aufweisen. Nach Junghuhn bestehen die Lavaströme der neuern Zeit auf Java lediglich aus aneinandergereihten Blöcken und dringen schon in diesem zerstückelten Zustande aus dem Krater heraus.

Schlackenkuchen sind scheibenförmige platte Lavamassen, welche beim Niederfallen noch plastisch waren und sich daher auf dem Boden breitdrückten, bevor sie erstarrten. Vulkanische Bomben heissen jene rundlichen, eiförmig, birnenförmig oder keulenförmig gestalteten, bisweilen mit einem kurzen Schweife versehenen faust- bis kopfgrossen Lavamassen, welche im noch halbflüssigen Zustande während ihres Fliegens in der Luft durch eine rasch rotirende Bewegung solche Gestalt erlangten (Vesuvsthränen der Neapolitaner). Manchmal zeigen sie auch gewundene Gestalten; bisweilen erscheinen auf der Oberfläche ringförmig parallel verlaufende Rippen oder Wülste wie sie Darwin z. B. an Obsidianbomben beobachtete (Observ. on volc. isl. S. 36), und auch Stockes beschrieb (Neues Jahrb. f. Min. 1836. 80). Das Innere dieser Bomben ist gewöhnlich dicht, enthält aber auch nicht selten Blasen, welche in dem Centrum am grössten und zahlreichsten zu sein pflegen; die äussere Rinde ist fast stets ganz compact ausgebildet (vgl. Leop. v. Buch, geogn. Beobb. auf Reisen II. 51).

Lapilli (bei den Neapolitanern auch Rapilli), theils eckige, theils abgerundete, haselnuss- bis wallnussgrosse Schlackenbrocken von poröser und blasiger Beschaffenheit und brauner oder schwarzer Farbe, mitunter gemengt mit Krystallen und Krystallfragmenten von Leucit, Augit u. s. w. sowie Bimsteinstückchen; sie liegen bald lose aufeinandergeschüttet, bald sind sie durch feinern vulkanischen Schutt zu einer lockern Masse verbunden.

Vulkanischer Sand (Lavasand), ein feineres Material als Lapilli, hirsekorn- bis erbsengrosse verschlackte Lavabröckchen von meist schwarzer Farbe, sehr vielfach gemengt mit zahlreichen Krystallen (welche oft ausserordentlich scharfe Kanten und Ecken sowie glänzende Flächen besitzen) und Krystallbruchstücken von Leucit, Sanidin, Augit, Olivin, Melanit, Glimmer, titanhaltigem Magneteisen. Die vollständige und regelmässige Ausbildung dieser Krystalle ist, wie dies Sartorius v. Waltershausen mit Recht hervorhebt (Die vulk. Gest. v. Sic. u. Island 162 ff.), eine sehr merkwürdige Erscheinung, zumal da solche oft in den benachbarten Laven vermisst werden. Im October 1822 warf der Vesuv einen Sand aus, welcher unzählige Augitkrystalle bis zur Grösse eines halben Zolles, sowie sechsseitige Glimmerkrystalle bis zu 2 Linien Grösse enthielt. Am 22. April 1845 erfolgte bei demselben Vul-

kan eine Sanderuption, welche sehr regelmässig geformte, erbsen- bis haselnussgrosse Leucite und bis 7 Millimeter grosse Augitkrystalle lieferte (Neues Jahrb. f. Min. 1846. 341). Der vulkanische Sand von Frascati enthält eine grosse Menge schön gestalteter Melanite, Leucite, Augite. Die vulkanischen Sande der Umgegend des Stromboli, des Laacher See führen zahlreiche schöne Krystalle. »Jede Hand voll Sand, welche man von den Feldern zwischen Montalto und Corneto vom Boden aufhebt, enthält hunderte äusserst regelmässig gebildeter, meist von spiegelnden Flächen umschlossener Krystalle von einer Beschaffenheit, wie man sie im festen krystallinischen Gestein entweder nie, oder jedenfalls sehr selten wahrnimmt« (S. v. W.).

Puzzolan nennt man sehr locker verbundene Ablagerungen von feinerm und gröberm vulkanischem Sand, welche als hydraulische Mörtel benutzt werden. Puzzolan von Neapel untersuchte Stengel und fand Kieselsäure 59.14; Thonerde 21.28; Eisenoxyd 4.76; Kalk 1.90; Kali 4.37; Natron 6.23; Chlornatrium 2.56 (100.24) (Journ. f. pr. Chemie XXXIV. 1845. 440).

Feinerer Vulkanschutt.

Vulkanische Asche. Ein feines, staubartiges Material von grauer oder schwarzer, bisweilen auch röthlich- oder gelblichbrauner Farbe, welches wie Cordier zuerst 1815 nachgewiesen hat (Distribution méthodique des substances volcaniques) wesentlich aus denselben Elementen besteht, aus denen auch die Lava zusammengesetzt ist. Es sind äusserst fein zermalmte Lavatheilchen, Feldspathstückchen, Augit-, Magneteisen- und Leucitkörnchen, sehr häufig auch finden sich wohlausgebildete Krystalle darunter. Ist mit der Eruption der Asche eine Aushauchung von sauren Dämpfen verbunden, so reagirt die feucht niederfallende Asche deutlich sauer; erhitzt man sie vor dem Löthrohr, so gibt sie nicht selten einen Geruch nach schwefeliger Säure.

Das Material der vulkanischen Asche ist natürlich in chemischer Hinsicht ausserordentlich verschieden zusammengesetzt. Bei Betrachtung der Augitandesite ward erwähnt, dass einige Aschenanalysen (folgen unter I und II) mit Sicherheit auf augitandesitisches Material schliessen lassen, die Analysen anderer Aschen er-

weisen die Uebereinstimmung zwischen Basalten, Basaltlaven und diesem klastischen Lavamaterial.

I. Hekla-Asche, Ausbruch v. 2. Sept. 1845, feines hellbraunes Pulver, gesammelt auf den Orkneys (das sehr spärliche Magneteisen vorher entfernt); spec. Gew. 2.21; Connell, Edinb. new phil. journ. XL. 1846. 218.

II. Hekla-Asche aus der Nähe des neuen Kraters, schwarzgrau, hier und da roth; spec. Gew. 2.815 bei 1°; Genth, Annal. der Chem. u. Pharm. LXVI. 1848. 26.

III. Asche des Guntur auf Java vom 25. Nov. 1843, schwarzgrau; Schweizer, Journ. f. pract. Chem. LXV. 1855. 194.

IV. Aetna-Asche von Cavasecca auf der Südostseite, gelb, titanhaltig. Durch Einwirkung von Salzsäure werden schöne durchscheinende Feldspathkrystalle und Augitkörner sichtbar; S. v. Waltershausen, Vulk. Gest. v. Sic. u. Isl. 1853. 172.

V. Aetna-Asche von Cassone, am Südfuss des Zoccolaro, gelbgrau, zerreiblich; S. v. Waltershausen ebendas.

VI. Aetna-Asche von Catania, Nov. 1843, hellgrau, staubförmig; S. v. Waltershausen ebendas. 175.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	59.20	56.89	51.64	48.74	47.22	46.31
Thonerde . . .	15.20	14.18	21.89	17.89	13.58	16.85
Eisenoxyd . . .	9.60	—	—	12.76	17.66	9.85
Eisenoxydul . . .	—	13.35	10.79	—	--	4.43
Manganoxydul . .	—	0.54	—	—	—	—
Kalk	4.82	6.23	9.34	5.49	5.53	10.28
Magnesia	0.60	4.05	3.32	2.53	3.10	5.44
Kali	6.74	2.64	0.55	2.04	1.55	1.41
Natron		2.35	2.92	4.50	3.79	3.34
Wasser	3.03	—	0.60	6.63	6.35	--
	99.19	100.23	101.05	100.58	98.78	97.91

VI enthält noch 2.21 Schwefelsäure, 0.52 Chlorammonium und Gyps.

Die Ablagerungen der vulkanischen Asche sind, wie die des vulkanischen Sandes sehr häufig unter Mitwirkung des Wassers erfolgt, sei es, dass sie in Wasseransammlungen niedergefallen und darin zu Boden gesunken sind, sei es, dass sie durch Wasser angeschwemmt wurden; derlei Ablagerungen werden immer eine, meist sehr deutliche Schichtung an sich tragen.

Die den Eruptionscanal oder den Krater füllende Lava wird stossweise von den aus der Tiefe heftig emporsteigenden Dampfmassen durchbrochen, welche von dem obern Theile rothglühende, flüssige Lavaklumpen mit sich reissend, dieselben hoch in die Luft hinauf schleudern; als Lavablöcke, als Schlackenkuchen, als vulkanische Bomben fallen sie in mehr oder weniger erstarrtem Zustande und wegen ihrer Schwere gewöhnlich in unmittelbarer Nähe des Vulkans zu Boden. Die unzähligen kleinern Lavabrocken und Lavabröckchen, welche zugleich mit diesen grössern Massen ausgeworfen werden, liefern beim Erkalten die Lapilli und den vulkanischen Sand. Die oft ungemein zahlreichen grösstentheils wohlausgebildeten Krystalle, welche sich in den vulkanischen Sanden finden, haben wohl ohne Zweifel schon fertig gebildet in der Lava präexistirt, aus welcher sie in eben der Weise sich ausgeschieden haben, wie sich auch innerhalb der Hochofenschlacken Krystalle bilden; durch den heftigen Stoss während der Eruption trennte sich die umgebende noch flüsssige Lavamasse von den festen Krystallen.

Ueber die Bildungsweise der vulkanischen Asche hat man verschiedene Ansichten aufgestellt, welche Naumann bei der Betrachtung der vulkanischen Eruptionen sehr übersichtlich zusammengefasst hat (Geognosie I. 129). Die in und über dem Krater erfolgende heftige gegenseitige Reibung der mit grösster Gewalt ausgeschleuderten, dicht gedrängt auffliegenden und niederfallenden Schlacken und Lapilli muss nothwendigerweise eine massenhafte Zerstückelung und Zermalmung derselben zu feinem Staub zur Folge haben. Menard de la Groye und Moricand stellten die, wie es scheint, sehr wohlbegründete Ansicht auf, dass die noch flüssige Lava durch die heftigen Dampfexplosionen, welche sich stossweise durch sie Bahn brechen, förmlich zerstäubt werde (in ähnlicher Weise, wie das aus einem Gewehr abgeschossene Wasser in ausserordentlich feine Tröpfchen sich auflöst) und alsdann zu einem Steinstaub erstarre. Naumann macht auch darauf aufmerksam, dass die sich bildende schlackige Erstarrungskruste der Lava im Krater in Folge der ungleichen Zusammenziehung der kleinsten Theilchen zu Pulver zerfallen könne; solche Decrepitationserscheinungen hat man wirklich an erstarrenden Hochofenschlacken beobachtet.

Vulkanische Aschen und vulkanischer Sand bilden oft Anhäufungen von erstaunlicher Mächtigkeit und verbreiten sich we-

gen der Leichtigkeit ihres Materials bis zu ganz ausserordentlich weiten Entfernungen von ihrem Eruptionspunkt. Uebrigens finden sich diese klastischen Lavagesteine natürlich ebenso in Verbindung mit längst erloschenen als jetzt noch thätigen Vulkanen.

3) der gemengten krystallinisch-schieferigen Gesteine.

Gneissbreccie und Gneissconglomerat.

Scharfkantige Bruchstücke oder abgerundete Geschiebe und Gerölle von Gneiss sind durch ein Cäment verbunden, welches bald aus feinem Gneissschutt, bald aus Sandstein oder Schieferthon besteht. Nach Naumann finden sich derlei klastische Gneissgesteine bei Fürstenstein im Landshuter Uebergangsgebirge, bei Flöha in der Gegend von Chemnitz, am Südrand des Tharander Waldes, in der obern Etage des Rothliegenden unweit Dresden von Neudöhlen bis Possendorf (Geognosie I. 666).

Glimmerschieferconglomerat.

Bruchstücke und Geschiebe von Glimmerschiefer, auch untermengt mit denen anderer Gesteine liegen in einem eisenschüssigen glimmerreichen Bindemittel. Am südöstlichen Rande des Steinkohlenbeckens von Rive-de-Gier in Frankreich.

Thonschieferconglomerat.

Fragmente und Gerölle von Thonschiefer, untermengt mit solchen von Quarzfels, Kieselschiefer, Glimmerschiefer und andern Gesteinen sind durch ein Cäment aus feinerm Thonschieferschutt verbunden. Die Thonschiefer sind entweder krystallinisch oder meistens selbst klastischer Beschaffenheit; wegen ihrer Spaltbarkeit sind die Geschiebe und Bruchstücke gewöhnlich scheibenförmig abgeplattet und auch in der Regel mit ihren platten Seiten einander parallel gelagert. Ausgezeichnet z. B. in den tiefern Schichten der Steinkohlenformation von Hainichen und Ebersdorf in Sachsen.

4) Polygene Conglomerate und Gerölle.

So nennen wir mit Naumann diejenigen klastischen Gesteine, deren einzelne Fragmente von zwei oder mehrern Gesteinsfamilien abstammen. Bald sind solche Bruchstücke verschiedener Gesteine

durch ein Cäment von feingeriebenem Schutt oder von infiltrirten Substanzen (wie kohlensaurer Kalk, Eisenoxydhydrat oder Kieselsäure) zu einer mehr oder weniger festen Gesteinsmasse verbunden, bald erscheinen dieselben ohne Bindemittel lose aufgehäuft als Geröll- oder Schuttablagerung.

Manche Conglomerate der Steinkohlenformation, die meisten des Rothliegenden, die Nagelflue der Molasseformation sind von polygener Beschaffenheit. Die losern oder festern Ablagerungen von Gesteinstrümmern, welche sich in der Jetztzeit in den meisten Stromthälern bilden, müssen ebenfalls vorwiegend einen polygenen Charakter an sich tragen, da sie aus dem ganzen Stromgebiet zusammengeschwemmt werden.

Die Zusammensetzung der polygenen Conglomerate ist natürlicherweise ungemein schwankend, da die verschiedensten Combinationen der einzelnen Gesteine unter einander möglich sind, eine Beschreibung derselben kann daher nicht versucht werden. Thonschiefer, Quarzfels, Kieselschiefer, Granit, porphyrische Gesteine, Glimmerschiefer, Gneiss haben vorwaltend das Material zu derlei polygenen Conglomeraten geliefert. So finden sich z. B. im Rothliegenden Quarzit-Gneiss-Conglomerat, Granit-Glimmerschiefer-Conglomerat, Quarzit-Granit-Conglomerat, Granit-Thonschiefer-Conglomerat, Felsitporphyr-Granit-Conglomerat, von denen jedes, nur nach den vorwaltendsten Bestandtheilen benannt, meist auch noch Bruchstücke anderer Gesteine enthält.

Nur der Nagelflue (ein schweizerisches Wort, herstammend von der Aehnlichkeit, welche die auf der Gesteinsoberfläche hervortretenden rundlichen Geschiebe mit Nagelköpfen besitzen), als eines der charakteristischsten polygenen Conglomerate sei hier mit einigen Worten gedacht. Trümmer von Kalksteinen (namentlich aus Lias und Jura) und Sandsteinen, gewöhnlich stark abgerundet und untermengt mit Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Porphyr, Gneiss werden durch ein in den meisten Fällen spärliches Bindemittel von gelblichgrauem oder weisslichem bisweilen auch rothem kalkigem Sandstein zusammengehalten und bilden mehr oder weniger deutliche Schichten. Die Kalksteingeschiebe der Nagelflue zeigen häufig die merkwürdige Erscheinung der gegenseitigen Eindrücke (Bd. I. 73).

Die Nagelflue, ein stellenweise sehr mächtiges Glied der al-

pinen Molasseformation, lagert namentlich in verschiedenen Theilen der Schweiz: aus ihr besteht der Rigi, ein grosser Theil des Waadtlandes und von Freiburg; sie setzt die nördlichen und nordwestlichen Alpenvorberge zusammen, vom Bodensee bis zum Genfersee; die meisten grossen Seen am Ausgang der schweizerischen Querthäler liegen in der Nagelflue; sie erstreckt sich bis nach Würtemberg und Bayern, bis in die Thäler von Vorarlberg, Tyrol, Salzburg und Steiermark hinein.

Studer unterscheidet folgende Abarten:

1) Bunte Nagelflue; die Gerölle bestehen aus den verschiedensten krystallinischen Silicatgesteinen, namentlich aus Quarz, Gneiss, Granit, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Porphyr, Serpentin, Gabbro, grünen Schiefern u. s. w., denen sich nur selten ein Kalkgeröll beigesellt. Am Nordrand und in dem Osttheil der Schweizer Alpen.

2) Kalknagelflue; vorwiegend aus Kalksteinen und Sandsteingeröllen zusammengesetzt; sie zerfällt in die

subalpine Nagelflue, deren Kalksteingerölle meist dunkelfarbig sind und aus den Alpen stammen (im Entlebuch, am Rigi, Rossberg, bei Stein in Toggenburg) und in die

jurassische Nagelflue, deren Gerölle vorwaltend aus hellfarbigem Kalkstein des Jura bestehen, in den Cantonen Bern, Solothurn, Basel, Aargau.

Sandsteine und sedimentäre Schiefer.

Quarzsandstein, Sandstein.

(Sandstone, Grès.)

Der Quarzsandstein oder gewöhnliche Sandstein besteht aus kleinen Körnchen von Quarz, welche durch ein Bindemittel von sehr verschiedener Natur verbunden sind.

Die Quarzkörner erreichen die Grösse einer Erbse und darüber und sinken andererseits zu mikroskopischer Kleinheit herab, so dass bald grob-, bald sehr feinkörnige Sandsteine entstehen. Durch das Grösserwerden der Körner gehen die Sandsteine in Conglomerate über. Die Quarzkörner sind meist scharfeckig ausgebildet, seltener durch Abschleifung zugerundet. An manchen Quarzkörnern

sind Spuren von Krystallflächen deutlich wahrzunehmen, es kommen selbst in mehrern Sandsteinbildungen, namentlich im Steinkohlensandstein, Buntsandstein, Quadersandstein und Braunkohlensandstein solche Sandsteine vor, welche eine gänzlich krystallinische Beschaffenheit besitzen, indem sie aus vollständig ausgebildeten, oder durch gegenseitigen Druck verzogenen Quarzkrystallen zusammengesetzt sind. Die vollständigen Krystalle zeigen entweder das Dihexaeder allein oder in Combination mit der sechsseitigen Säule. Derlei Sandsteine, welche Naumann krystallinische Quarzpsammite nennt, und welche vielleicht gar nicht zu den klastischen Gesteinen gerechnet werden dürfen, besitzen in der Regel nur eine sehr geringe Menge von Bindemittel, weshalb ihnen gewöhnlich eine lockerkörnige und etwas poröse Beschaffenheit eigen ist. Mitunter aber sind die Quarze durch ein kieseliges Cäment verbunden, wodurch alsdann sehr harte und feste Gesteine entstehen, welche Quarziten gleichen, in die Krystalle oder krystallinische Körner von Quarz eingesprengt sind; von diesem merkwürdigen Sandstein wird später noch die Rede sein.

Die Quarzkörner der Sandsteine sind meistens weiss oder wasserhell und farblos. Schafhäutl hat gezeigt, dass in manchen Sandsteinen anstatt der Quarzkörner oder Quarzkrystalle bald eckig, bald rundlich gestaltete Körner oder Klümpchen von amorpher Kieselsäure vorkommen, während es hier und da auch kleine keilförmige Splitter von amorpher Kieselsäure sind, welche die Sandsteine zusammensetzen. Die Körnchen amorpher Kieselsäure sind theils durchsichtig und glänzend (bisweilen schön rosenroth bis fleischroth und smaragdgrün gefärbt, welches durch eingeschlossene Infusorien, Xanthidium hirsutum erzeugt sein soll), theils durchscheinend und muschelig brechend, theils undurchsichtig und matt, wie mit Mehl bestreut (N. Jahrb. f. Min. 1846. 648). Die Quarzkörner der gröbern Sandsteine und die kleinern Gerölle, welche sich nicht selten in diesen einstellen, zeigen mitunter die schon Bd. I. 78 berührte Eigenthümlichkeit, dass ihre glänzende Oberfläche gleichsam geätzt erscheint, wie wenn ein Auflösungsmittel darauf eingewirkt hätte.

Das Cäment der Sandsteine ist, wie erwähnt, sehr verschiedener Art, bald kieselig, bald thonig, bald kalkig, bald eisenschüssig, bald kaolinisch u. s. w. Weiter unten werden die Sand-

steine rücksichtlich der Natur ihres Bindemittels noch genauer specificirt.

Die Menge des Bindemittels in den Sandsteinen ist schwankend; nur selten herrscht es indessen vor, in den gewöhnlichsten Fällen ist es in geringer Menge vorhanden, so dass die Quarzkörner weitaus das Uebergewicht besitzen, und man kennt sogar manche Sandsteine, in denen ein verkittendes Cäment gänzlich zu fehlen scheint, indem die dicht neben einander liegenden Quarzkörner sich gegenseitig berühren. Die Festigkeit der Sandsteine ist am bedeutendsten bei den durch ein kieseliges Bindemittel zusammengehaltenen, bei denen mit thonigem oder kalkigem Cäment wird gewöhnlich durch die verschiedene Menge desselben die Festigkeit nicht verändert.

Mit der Beschaffenheit des Bindemittels steht auch die Farbe der Sandsteine im Zusammenhang: bei den cämentlosen, bei denen mit kieseligem, rein kalkigem oder thonigem Bindemittel sind grau und weiss in den verschiedensten Nüancirungen die Hauptfarben; ein stark beigemengtes Bindemittel von Eisenoxydhydrat oder Eisenoxyd bringt gelbe, braune oder rothe Farben hervor; graugrün oder dunkelgrün sind die Glaukonit enthaltenden, dunkelgrau bis schwarz die durch bituminöse und kohlige Substanzen gefärbten Sandsteine. Nicht selten sind buntfarbige Sandsteine, in welchen verschiedene Farben in Gestalt von Flecken, Streifen, Flammen, Wolken und Adern mit einander verbunden sind.

Ausser den Quarzkörnern kommen noch andere Beimengungen in den Sandsteinen vor. Namentlich sind es Glimmerschuppen, welche, zumal in den thonigen Sandsteinen vielverbreitet, selten fehlen. In einigen Sandsteinen erscheinen auch Feldspathkörner, theils frisch, theils zu Kaolinknöllchen zersetzt, Glaukonitkörner treten in mergeligen, kalkigen und thonigen Sandsteinen auf. Andere accessorische Beimengungen, welche indessen hier und da auf ansehnliche Erstreckung hin und in bedeutender Menge in Sandsteinen erscheinen, sind Bleiglanz (Bleiberg bei Commern in der Eifel, Welzheim und Neunheim in Würtemberg), Weissbleierz (Commern, Diesfurth und Vilseck in Bayern), Kupferlasur und Malachit (Chessy bei Lyon, Horgen, Flötzlingen und Freudenstadt in Würtemberg, Thalitter und Haingründau in Oberhessen), auch Volborthit. Die kupfererzführenden Sandsteine erscheinen namentlich in weiter

Verbreitung an der Westseite des Ural, zur permischen (Dyas-) Formation gehörend.

Bemerkenswerth erscheinen die Imprägnationen mit fremdartigen Mineralien, welche Sandsteine im Contact mit Eruptivmassen erfahren haben. Ausgezeichnet sind die Beispiele, welche H. Rogers von Lambertsville und Rockyhill, New-Jersey, erwähnt, wo in den von Trappmassen durchsetzten Sandsteinen bis zollgrosse Pistazitconcretionen, haselnussgrosse Turmalinconcretionen, daneben vollkommen krystallisirte Turmaline oft in zahlloser Menge nebeneinander liegend ausgebildet sind; diese Imprägnation erstreckt sich bis auf ¼ engl. Meile Entfernung von dem Trapp (Report of the geol. survey of New-Jersey 1836. 161). Man kann nur mit Dana der Ansicht sein, dass diese Silicate dem den Sandstein durchdringenden heissen Wasser ihren Ursprung danken. Möller sah am Baanaasen in Norwegen, zwischen Porsgrund und Björntvedt einen Sandstein, welcher im Contact mit Basalt von Augit- und Chiastolithkrystallen erfüllt war; Augitkrystalle enthält auch der am Valleraas bei Klep von Basalt durchsetzte Sandstein (Magazin for Naturvidenskaberne VIII. 2).

Als accessorische Bestandmassen treten in den Sandsteinen auf: Drusen von Kalkspath-, Cölestin- und Quarzkrystallen, Concretionen von Eisenoxydhydrat, welches nicht selten Kugeln formt (Adlersteine), Concretionen von Hornstein und Feuerstein, welche auch bisweilen netzförmige Adern bilden, Phosphoritknollen mitunter über fussgross im Durchmesser (z. B. vielverbreitet in den Grünsanden der nordfranzösischen Kreideformation, namentlich in den Départements der Seine inférieure, der Oise, des Pas-de-Calais, du Nord, der Aisne, der Haute-Marne, der Aube und Yonne, in der mittlern Kreideformation Englands bei Guildford und Farnham), flach linsenförmige oder rundliche Nester von Thon von gelber bis rothbrauner oder grüner Farbe (die sog. Thongallen, welche namentlich in den Sandsteinen der Buntsandsteinformation verbreitet sind (vgl. v. Cotta, N. Jahrb. f. Min. 1848. 135), knollige Kugeln von Eisenkies, Bohnerz, Geschiebe von Bernstein oder bernsteinähnlichen Harzen (z. B. im Grünsand von Dives nach Cuvier, im Quadersandstein von Obora in Mähren nach Boué) u. s. w. Organische Einschlüsse finden sich ebenfalls in den Sandsteinen, allein bei weitem nicht in ähnlicher Anzahl wie in den kalkigen Gesteinen;

die eingeschlossenen Reste von Muscheln, Schnecken u. s. w. haben meist ihre kalkige Schaale verloren und erscheinen gewöhnlich als Steinkerne oder verkieselt; in letzterm Zustande bieten sich auch häufig Pflanzenreste dar. Es ist eine Eigenthümlichkeit, dass die organischen Ueberreste sich meistentheils nur in solchen Sandsteinen finden, welche reich an Bindemittel, und dass sie in eisenschüssigen rothen Sandsteinen nur äusserst spärlich vorhanden sind.

Sind in den Sandsteinen die Glimmerblättchen in reichlicher Menge vertreten, und besitzen sie eine vorwiegend parallele Lage, so wird eine schieferige Textur der Sandsteine hervorgebracht, welche alsdann Sandsteinschiefer genannt werden. Auch durch die lagenweise Vertheilung von accessorischen Bestandmassen oder organischen Einschlüssen wird eine parallele Textur der Sandsteine hervorgebracht, welche sich ebenfalls noch in anderer Weise darin offenbart, dass häufig Sandsteinlagen mit einander abwechseln, welche verschiedene Grösse der Quarzkörner oder verschiedene Farben besitzen.

Schichtung, oft in sehr grosser Deutlichkeit ausgebildet, ist den meisten Sandsteinen eigen, bisweilen nur dünne Platten, bisweilen mehrere Fuss mächtige Bänke bildend; je dünner die Schichtung ist, desto ausgezeichneter ist sie zu erkennen, während sie bei sehr mächtigen Schichten nicht so deutlich hervortritt. Zwischen den einzelnen Schichten finden sich nicht selten dünne Zwischenlagen von Thon, Mergel oder Schieferthon. Senkrechte Klüfte, welche mitunter anhaltend ganze mächtige Schichtensysteme durchsetzen, erzeugen in Verbindung mit den Fugen zwischen den einzelnen Schichten eine manchmal sehr regelmässige Abtheilung in Quadern, Säulen und Pfeiler, wie sie z. B. in bekannter Vollkommenheit der Quadersandstein der sächsischen Schweiz und des südlichen Harzrandes, der Macignosandstein Italiens aufweist. Kugelige Gesteinsformen mit concentrisch-schaaliger Structur sind bei den Sandsteinen im ganzen selten; sie erscheinen z. B im Kohlensandstein von Friedrichsroda am Thüringerwald (nach Philippi), im Karpathensandstein von Klausenburg in Siebenbürgen (nach Martini), im Devonsandstein von Vadsöe am Varangerfjord in Finnmarken (nach Keilhau), im Sandstein der schottischen Insel Egg (nach Macculloch), in den tertiären Sandsteinen Javas (nach Junghuhn).

Die schon Bd. I. 121—126 besprochenen Erscheinungen, der Wellenfurchen, Thierfährten, Leistennetze, Pseudomorphosen nach Steinsalz u. s. w. finden sich auf den Schichtungsflächen der Sandsteine.

Die Uebergänge der Sandsteine in andere Gesteine erfolgen nach der Natur und Menge des Bindemittels; durch Zunahme eines thonigen Bindemittels verlaufen die Sandsteine in Thone und Letten, Sandsteine mit kalkigem oder mergeligem Bindemittel verwandeln sich durch Zunahme desselben in Kalkstein, Mergel und Mergelschiefer, durch Zurücktreten des Bindemittels werden die Sandsteine bald zu körnigem Quarzfels, bald zu losem Sand. Nehmen die Quarzkörner an Dicke zu, so dass sie die Grösse von Haselnüssen und darüber erreichen, oder stellen sich zwischen den Quarzkörnern einzelne grössere Gerölle ein, so geht der Sandstein in Conglomerat über.

Rücksichtlich der Textur kann man bei den Sandsteinen unterscheiden:

Gemeinen Sandstein mit Quarzkörnern durchschnittlich von der Grösse eines Senfkorns.

Grobkörnigen Sandstein mit erbsengrossen und übererbsengrossen Quarzkörnern.

Feinkörnigen Sandstein.

Krystallsandstein mit mehr oder weniger krystallinisch ausgebildeten Quarzkörnern.

Schieferigen Sandstein oder Sandsteinschiefer mit starker Beimengung parallel gelagerter Glimmerblättchen.

Die Sandsteine, aus denen oft ausserordentlich mächtige Schichtensysteme bestehen, welche ganze Gebirgsmassen aufbauen, gehören keiner besondern geologischen Periode an, sondern haben sich in allen sedimentären Formationen von den ältesten bis zu den jüngsten abgelagert.

v. Bibra hat eine sehr grosse Anzahl — weit über 100 — von Sandsteinen der verschiedensten Formationen einer genauen chemischen Untersuchung unterzogen, Journal für pract. Chemie LXXXVI. 1862. 385.

Je nach der Natur des Bindemittels pflegt man die Sandsteine in folgende Abtheilungen zu bringen:

Kieseliger oder quarziger Sandstein.

Die Quarzkörner sind durch ein kieseliges Bindemittel zusammengehalten, welches meistens nur in spärlicher Menge vorhanden ist, so dass die einzelnen Quarzkörner sich gegenseitig berühren. Manchmal erscheint aber auch das kieselige Cäment in grösserer Menge, und die einzelnen Quarzkörner sind alsdann sehr innig durch eine hornsteinartige Masse zu einem sehr harten und festen Gestein verwachsen, wobei sie häufig nicht mehr deutlich von dem Cäment unterscheidbar sind; man hat früher derlei Gesteine Glaswacke genannt. Namentlich in diesen kieseligen Sandsteinen findet sich die oben erwähnte Erscheinung der krystallisirten Quarze.

Die kieseligen Sandsteine sind besonders häufig in der Braunkohlenformation Böhmens, Schlesiens, Hessens, auch in der Kreideformation, z. B. bei Wehrau in der Lausitz und am Nordrande des Harzes.

An diese kieseligen Sandsteine reihen sich diejenigen, bei welchen ein förmliches Netz von Hornsteintrümern Partieen eines weichern Sandsteins umschliesst, welche an der Oberfläche häufig herausgewittert sind (Heidelberg und Regenstein bei Blankenburg). In einigen Sandsteinen scheint auch Opal das Bindemittel zu sein.

Kalkiger Sandstein.

Das Bindemittel ist vorherrschend kohlensaurer Kalk und bald reichlich, bald spärlich vorhanden; man kennt Sandsteine mit einem Gehalt von 30 pct. und darüber an kohlensaurem Kalk. Neben dem kohlensauren Kalk sind in dem Bindemittel auch häufig Mengen von kohlensaurem Eisenoxydul und von kohlensaurer Magnesia vorhanden; so beschaffen ist nach Zeuschner und Schafhäutl der Fucoidensandstein (der Karpathen-(Fucoiden-)Sandstein von Poronin der Tatra enthielt z. B. in seinem Bindemittel 8.75 pct. kohlensaure Magnesia), nach C. v. Hauer der Wiener Sandstein. In den von letzterm untersuchten 22 Sandsteinen war das Maximum des unlöslichen Rückstands 98.10, das Minimum 15.87 pct.; der kohlensaure Kalk schwankte von 0.62 bis 81.10, die kohlensaure Magnesia von 0.42 bis 8.80, das kohlensaure Eisenoxydul von 0.64 bis 4.86 pct. Auch ist das Kalkcäment oft durch äusserst feinvertheilte Quarzkörnchen sandig oder durch kohlige Theile bituminös.

Der kohlensaure Kalk ist theils als dichter Kalk zwischen

den Quarzkörnern fein vertheilt, theils durchdringt er den Sandstein als Kalkspath, dessen Spaltungsflächen sich hier und da beobachten lassen, wodurch die Bruchflächen des Sandsteins ein schillerndes Ansehen gewinnen; bei dem kalkigen, sog. krystallisirten Sandstein von Fontainebleau unweit Paris zwängt der kohlensaure Kalk den Sandstein, welcher $\frac{5}{8}$ der Masse ausmacht, in die Rhomboedergestalt. Ein ähnliches Vorkommniss von »krystallisirtem Sandstein« findet sich bei Brilon in Westphalen, die Rhomboeder sind aber nicht so schön und gross; durch Zusammenhäufung derselben entstehen gerundete und knollige Concretionen (Lottner, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XV. 242). Kalkspath-Sandsteine der Kreideformation erscheinen bei Ville-en-Bray unfern Beauvais in Frankreich, bei Folkstone in England, auch hier und da in Sachsen und Böhmen. Die Farbe der kalkigen Sandsteine ist meistens gelblich- oder grünlichgrau, seltener weiss oder gelb; ihre Festigkeit ist durchgängig nicht sehr bedeutend. Mit Säuren brausen die kalkigen Sandsteine mehr oder weniger lebhaft und es bleiben, wenn das Bindemittel rein kalkiger Natur ist, nur die zu Sand zerfallenden Quarzkörner zurück.

Die kalkigen Sandsteine sind sehr verbreitet, namentlich in den jüngern Formationen, der Kreide- und der Tertiärformation.

In der jüngern Molasseformation am Jura bildet ein fester hellbrauner Sandstein bedeutende Ablagerungen, dessen kalkiges Bindemittel eine ausserordentliche Menge zerstückelter Muschelschaalen einschliesst.

Dolomitischer Sandstein mit einem dolomitischen Bindemittel findet sich in der Buntsandsteinformation des Saalthales bei Jena, bei Aussen an der Südseite des Hunsrücks, bei Sulzbach in den Vogesen.

Weisse oder röthlichweisse, durch Gyps cämentirte Sandsteine erscheinen in den obern, Gyps führenden Lagen des Buntsandsteins bei Weisbach am Kocher; der Gyps ist meist deutlich darin zu erkennen, auch stellenweise in rundlichen platten Concretionen angehäuft. Von Ludovic Ville wurde bei Ouargla, bei Tuggurt und im Oued-Souf, von Vatonne in den Umgebungen von Ghadames in der Sahara ungeheure Mengen von Gypskrystallen beobachtet, welche Sand einschlossen. An letzterm Orte, wo sie sich auf dem Grunde eines ausgetrockneten Sees gebildet zu haben

scheinen, enthalten sie selbst bis zu 60 pct. Sand (Mission de Ghadamès 1862. 375). Einen Apatitsandstein beschrieb Claus aus der Gegend von Kursk in Russland: ein ziemlich harter zur Kreideformation gehörender, grauer bis brauner, im Bruch körniger Sandstein, fast zur Hälfte aus Quarzsand bestehend, welcher durch circa 30 pct. phosphorsauren Kalk, ausserdem kohlensauren Kalk und Fluorcalcium cämentirt ist. An den Ufern der Woduga im Gouv. Woronesch kommt nach Chodnew ein ähnlicher Sandstein vor.

Erwähnt sei hier noch, dass in den tertiären Sandsteinen der Gegend von Kreuznach, bei Rockenberg und Münzenberg in Hessen, Baryt als Cäment auftritt; auch seine stetig ausgedehnten Spaltungsflächen sind in diesen Sandsteinen bemerkbar. Kugeln von Baryt liegen ebenfalls darin. Auch in der Gegend von Pyrmont, Basel, Milhau (Dép. Aveyron) und in den Hawkstone-Hills (England) findet sich Baryt in den Buntsandsteinen eingesprengt. Durch Cölestin cämentirte Sandsteinsphäroide beobachtete Gergens bei Hahnheim westlich von Oppenheim in Rheinhessen.

Zeuschner, N. Jahrb. f. Min. 1843. 166.
Schafhäutl, N. Jahrb. f. Min. 1846. 665.
v. Hauer, Jahrb. d. k. k. geol. R.anst. VI. 1855. 42. N. Jahrb. f. Min. 1856. 533.
Gergens, N. Jahrb. f. Min. 1855. 172.

Thoniger Sandstein.

Als Bindemittel der Sandkörner erscheint Thon von verschiedenen lichten, weissen, graulichen, gelblichen, grünlichen, blassröthlichen Farben, von denen oft verschiedene in Form von Streifen, Adern, Wolken abwechseln. Beim Anhauchen geben diese thonigen Sandsteine einen charakteristischen Thongeruch. Das Bindemittel ist häufig ziemlich reichlich vertreten, wodurch eine grössere Weichheit des Sandsteins herbeigeführt wird. Die thonigen Sandsteine sind meistens feinkörnig, die kleinen Quarzkörnchen, welche beim Schlämmen zurückbleiben, gewöhnlich sehr scharfkantig. Silberweisse oder gelbe Glimmerblättchen, welche durch ihren Parallelismus schieferige Textur hervorrufen, sind wie auch Feldspathkörner in diesen thonigen Sandsteinen nicht selten, von accessorischen Bestandmassen sind namentlich die oben (S. 577) erwähnten Thongallen häufig. Uebergänge erfolgen in Grauwacke, in eisenschüssigen, mergeligen und bituminösen Sandstein, in sandigen Thon und Schieferthon.

Sandsteine mit thonigem Cäment sind wohl die häufigsten von allen. Sie fehlen in keiner Formation und sind vorzugsweise in der Buntsandsteinformation ausserordentlich entwickelt.

Knotenerz nennt man einen eigenthümlichen zur Buntsandsteinformation der Eifel gehörenden thonigen Sandstein, welcher durch seinen ausserordentlichen Reichthum an eingesprengten Bleiglanzkörnern ausgezeichnet ist. Südlich von Commern ist hier eine mächtige Sandsteinablagerung bis zu bedeutender Tiefe auf das regelmässigste mit Bleiglanz imprägnirt, dessen Gewinnung im grossartigsten Maassstabe betrieben wird. In der Umgegend finden sich ebenfalls Imprägnationen des Sandsteins mit Malachit und Kupferlasur (z. B. bei Berg). Aehnliche Lagerstätten von kupfererzführendem Sandstein kennt man auch bei Rohden im Waldeckschen, bei Wallerfangen in der Gegend von Saarlouis.

Ein oolithischer Sandstein, ein Sandstein mit thonigem Cäment und zahlreichen kleinen Kalkspathkugeln erscheint in der devonischen Formation von Narwa in Esthland.

Kaolinischer Sandstein.

Ein Sandstein mit einem weisslichen oder graulichen, aus Kaolin bestehenden Bindemittel. Röthlichweisse Körner und Brocken von Orthoklas, in frischem oder zersetztem Zustande liegen oft darin, nur selten Glimmerblättchen. Der kaolinische Sandstein geht in Arkose (vergl. S. 526) über. Im Rothliegenden von Schwarzkostelez in Böhmen, von Lindenau und Voigtsdorf in Schlesien, auf der südlichen Seite des Hunsrücks. Seine Einlagerungen im Grauwackengebirge von Steinheide am Thüringerwald werden als feuerfeste Gestellsteine benutzt. Nach Casiano de Prado erscheinen kaolinische Sandsteine in weiter Verbreitung als untere Kreideschichten in der Provinz Leon.

Mergeliger Sandstein.

Ein Sandstein mit mergeligem oder thonig-kalkigem Bindemittel; dies Cäment, welches zwar oft sehr reichlich vertreten ist, indessen meistens an Menge den Quarzkörnern nachsteht, nähert sich bald mehr dem Kalk, bald mehr dem Thon und ist bisweilen durch ungemein feinvertheilte Quarzkörnchen etwas sandig, bisweilen durch Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat etwas eisenschüssig. Die Farbe der mergeligen Sandsteine ist am gewöhnlichsten weiss-

lichgrau oder weisslichgelb, auch grau und grünlichgrau. Sie gehen über in sandigen Mergel und Mergelschiefer.

Die mergeligen Sandsteine sind vielverbreitet, zumal in der Buntsandstein- und Keuperformation. Zu ihnen gehören auch der graue Sandstein des Grauliegenden, manche Fucoidensandsteine, der Blättersandstein des Mainzer Beckens z. Th. und viele Molassesandsteine. Von den Molassesandsteinen der Schweiz führt Studer folgende Abänderungen auf: 1) Gemeine Molasse; Körner von Quarz, in Gemeinschaft mit solchen von Kieselschiefer, Orthoklas, auch Glimmerschüppchen sind durch ein feinsandiges Kalkmergelbindemittel verbunden; diese Sandsteine sind von bläulich- bis grünlichgrauer Farbe, leicht zersprengbar und von unbedeutender Härte, brausen stark mit Säuren; führen zuweilen Stückchen von Pechkohle und Knollen von Eisenkies; weit verbreitet in den Umgebungen von Bern, Luzern, Freiburg, am Bodensee. 2) Mergelmolasse, gemeine Molasse mit eingemengten Streifen bunter Mergel; in der Nähe des Jura. 3) Knauermolasse, sehr lockerer Sandstein, reichliche Knauer von Mergelkalk oder Kieselkalk, auch von festerm Sandstein umschliessend; in den innern Thälern des Jura. 4) Muschelsandstein, thoniger oder mergeliger Sandstein, von grösserer Härte, mit zahlreichen Steinkernen und Bruchstücken von Conchylienschaalen; die Schaalen sind nicht selten verschwunden, und in den Hohlräumen ist Kalkspath krystallisirt; im Aargau, bei Solothurn. Vgl. den kalkigen Sandstein.

Eisenschüssiger Sandstein.
Rother Sandstein.

Bei dem eisenschüssigen Sandstein bildet Eisenoxydhydrat oder Eisenoxyd das Bindemittel, häufig in inniger Verbindung mit etwas Kalk oder Thon. Die Farben sind daher gelblichbraun, rothbraun, braun, bisweilen erscheint die Masse durch ungleiche Vertheilung des Oxyd gefleckt (sog. Tigersandsteine). Die einzelnen Quarzkörnchen sind meist von einem ganz dünnen Anflug von Eisenoxydhydrat oder Eisenoxyd umhüllt. In dem Bindemittel finden sich nicht selten sehr feine Sandtheilchen und Glimmerschüppchen.

Die eisenschüssigen Sandsteine sind in der Regel arm sowohl an accessorischen Bestandmassen als an organischen Ueberresten. Sie sind fast in allen Formationen vertreten, lagern aber nament-

lich in der devonischen Formation (old red sandstone), im Rothliegenden, in der Buntsandstein- und Keuperformation.

In Klein-Augesd bei Teplitz findet sich, wie Breithaupt erwähnt, ein 4—6 Zoll mächtiges Flötz von Quarzgeröllen, welche durch Eisenkies verkittet sind (Paragenesis d. Min. 23 u. 47).

Glaukonitischer Sandstein.

Grünsandstein, Greensand.

Die glaukonitischen Sandsteine sind durch ihren Gehalt an Glaukonit ausgezeichnet; dieses graugrüne, der Hauptsache nach aus wasserhaltigem Eisenoxydulsilicat (häufig mit Kalisilicat verbunden) bestehende Mineral, erscheint in kleinen, hirsekorngrossen, schiesspulverähnlichen Körnchen neben den Quarzkörnern liegend und das Bindemittel ist alsdann kalkig oder mergelig, während in andern glaukonitischen Sandsteinen das Bindemittel selbst zum Theil aus pulverigem Glaukonit besteht. Die Glaukonitkörner, welche bald spärlich, bald reichlich in diesen Sandsteinen liegen, zerblättern sich nach den Beobachtungen von Geinitz bei der Verwitterung in lauter concentrische Kugelhüllen und das Eisenoxydul des Glaukonit verwandelt sich dabei in Eisenoxydhydrat, wodurch die grünliche Farbe des Gesteins nach und nach in eine lichtbräunliche verändert wird. Die mikroskopischen Untersuchungen von Ehrenberg haben dargethan, dass viele Glaukonitkörnchen Steinkerne von Foraminiferenschaalen sind, welche von der Glaukonitsubstanz ausgefüllt und später aufgelöst wurden. Die glaukonitischen Sandsteine sind lichtgrün, graulichgrün, selbst bis zu dunkelgrün hin gefärbt und erscheinen in der Regel desto intensiver grün, je mehr Glaukonit sie enthalten.

Glaukonitische Sandsteine kennt man zwar schon in den ältern Formationen (wie in der Grauwackeformation von Bornholm und St. Petersburg), ihre Hauptentwicklung fällt jedoch in die Kreideformation, wo sie namentlich im Turon Westphalens, Sachsens und Englands sehr verbreitet sind. Die Senongruppe ist beträchtlich glaukonitärmer; der tertiäre Wienersandstein, der untere Meeressand des pariser Eocänbeckens, sowie die Molasse der Schweiz ist dagegen wieder reicher an Glaukonit.

Ueber den Glaukonit vgl.:

Ehrenberg, über den Grünsand und seine Erläuterung des organischen Lebens. Berlin 1856 (Abhandl. d. Berl. Akad.).

Bailey, The Annals and mag. of nat. hist. (2) XVIII. 1856. 425.
H. Rogers, Report of the geol. surv. of New-Jersey. Philadelphia 1836.
H. B. Geinitz, das Quadersandsteingebirge 1850.

Bituminöser Sandstein.

Einige Sandsteine sind mit feinzertheilten kohligen Substanzen gemengt, ihre Farbe ist grau bis schwärzlich, beim Erhitzen verlieren sie meist ihre kohligen Theile und werden licht. Andere Sandsteine sind durch Asphalt zusammen cämentirt (Asphaltsandstein, Pechsand); dazu gehört u. A. der tertiäre Sandstein von Bechelbronn im Elsass. Vgl. darüber Asphalt, I. 405.

Wie es bei den Kalksteinen geschah, so möge auch für die Sandsteine ein kurzes Verzeichniss der geologischen Varietäten folgen. Diese Benennungen der Sandsteine knüpfen sich hier gleichfalls nicht an petrographische Unterschiede, sondern an eine bestimmte stratigraphische Stellung, an eine ausgezeichnete Localität oder an einen charakteristischen Petrefactengehalt.

Llandeilo flags, glimmerreiche in Platten abgesonderte grauwackenartige Sandsteine, zur untern englischen Silurformation.

Caradoc-Sandstein, darüber lagernd, ebenfalls dem englischen Untersilur angehörend.

Potsdam-Sandstein, die unterste Etage der nordamericanischen Silurformation bildend.

Unguliten-Sandstein mit Obolus Apollinis Eichw. zum Untersilur Esthlands und Livlands gehörend.

Medina-Sandstein, zur Niagara-Period des obern Silur Nordamericas gehörend.

Oriskany-Sandstein, das unterste Devon Nordamericas.

Cauda-Galli-Sandstein }
Schoharie-Sandstein } zur Corniferous-Period im nordamericanischen Unterdevon gehörend.

Catskill-Sandstein, das oberste Devon Nordamericas.

Spiriferen-Sandstein mit zahlreichen Spiriferenspecies, mit Grauwacken und Thonschiefern die untere Abtheilung der rheinischen und harzer Devonformation bildend.

Old red Sandstone zur englischen und schottischen Devonformation gehörend.

Culm-Sandstein }
Flötzleerer Sandstein }
Mühlsteinsandstein, millstone grit } zur Steinkohlenformation gehörend.

Kupfersandstein, zur russischen Dyasformation gehörig und durch seinen Reichthum an eingesprengten Kupfererzen ausgezeichnet.

Grauliegendes oder Weissliegendes, Sandsteine zur untern thüringischen Zechsteinbildung gehörend; die Kupfererze, welche dieselben imprägniren, führen den Namen Sanderz.

Lower new red sandstone, in England dem Rothliegenden entsprechend.

Buntsandstein, Bezeichnung für die untere Formation der Trias; ihm entspricht in England der Upper new red sandstone.

Vogesen-Sandstein (grès de Vosges), unterste Abtheilung der Buntsandsteinformation in den Vogesen.

Verrucano-Sandstein, rother Alpensandstein, theils zur carbonischen, theils zur Buntsandsteinformation der Alpen.

Werfener Schichten, zur untern alpinen Trias gehörend, Aequivalent des Buntsandsteins.

Keupersandstein, allgemeine Bezeichnung für die Sandsteine der Keuperformation.

Lettenkohlen-Sandstein zur untersten Etage der Keuperformation gehörig.

Schilfsandstein (stellenweise reich an Equisetiten und Calamiten) auch Baustein von Stuttgart genannt, vorwiegend zur obern Etage der Keuperformation gehörig.

Lias-Sandstein, allgemeine Bezeichnung für die Sandsteine der Liasformation.

Thalassiten-Sandstein mit vielen Thalassiten, zum Lias gehörig.

Angulatus-Sandstein, mit Ammonites angulatus Schl. zum Lias α Schwabens gehörig.

Dogger, ursprünglich ein kalkiger und eisenschüssiger Sandstein, lagert in Yorkshire unmittelbar auf dem Lias.

Portlandsand, zum englischen Upper Oolite gehörend (reich an Glaukonit; Wiltshire, Dorsetshire).

Deister - Sandstein, zur Wealdenformation des nordwestlichen Deutschlands gehörig.

Hastingssand auch Ironsand, zur Wealdenformation Englands gehörig, namentlich in den Küstengegenden um Hastings entwickelt.

Hils-Sandstein (unterer Quadersandstein Beyrichs) zur Gaultbildung der Kreide in Hannover und Braunschweig.

Grünsand von Essen zur obern Kreideformation Westphalens (Cenomanbildung) gehörig.

Lower greensand (Shanklinsand) und Upper greensand, der englischen Kreideformation angehörend, jener dem Neocom, dieser dem Cenoman entsprechend.

Mulatto, ein glaukonitischer Kreidesandstein in Irland.

Unterer und oberer Quadersandstein in Sachsen und Böhmen zur Kreideformation (Cenoman und Oberturon) gehörend.

Pläner-Sandstein, Cenoman in Sachsen und Böhmen.

Tassello, ein Sandstein der Kreideformation in Istrien.

Karpathen-Sandstein und Wiener-Sandstein, theils zur obern Kreide, theils eocän.

Nummuliten-Sandstein mit vielen Nummuliten, eocän, zur Nummulitenbildung gehörend.

Fucoiden-Sandstein mit Fucoidenresten, eocän, zur Flyschbildung gehörend.

Taviglianaz-Sandstein
Gurnigel-Sandstein } eocäne Sandsteine der Schweizer Alpen.
Rallig-Sandstein

Macigno, grünlichgrauer eocäner Sandstein in Oberitalien.

Thanet-sand
Bagshot-sand } zur Tertiärformation des südlichen England gehörig.
Headonhill-sand

Unterer (Sand von Soissons), mittlerer (Sandstein von Beauchamp) und oberer Meeressand (mit dem Sandstein von Fontainebleau) dem pariser Tertiärbecken angehörend.

Cerithien-Sandstein, brakisch
Leitha-Sandstein, marin } des österreichischen Neogen.

Meeressand von Weinheim (Pectunculus-Sand), unterste oligocäne Abtheilung des Mainzer Beckens.

Blättersandstein mit vielen Blattabdrücken, miocän im Mainzer Becken (Laubenheim, Oppenheim, Wetterau, von Nauheim bis Münzenberg).

Knochensand von Eppelsheim (Dinotherien-Sand) mit vielen Säugethierknochen, oberste miocäne Ablagerung des Mainzer Beckens.

Braunkohlensandstein, Sandstein der deutschen Braunkohlenformationen.

Molasse-Sandstein, Sandstein der Molasseformation am Nordrande der Alpen.

Neuester Meeressandstein, dessen Bildung an einigen Küsten noch fortschreitet.

Die Sandsteine rühren weitaus der Hauptsache nach von der Zerstörung quarziger Gesteine her und ihre klastischen Theile wurden mit Hülfe des Wassers geschichtet und cämentirt; noch in der Gegenwart bilden sich an den Meeresküsten, insbesondere wärmerer Regionen Sandsteine da, wo die Gewässer zusammengeschwemmte lose Sandkörner durch ein Bindemittel verkitten, zu welchem vorzugsweise der von Muschelschaalen herrührende kohlensaure Kalk dient; so in der Meerenge von Messina, an der Insel Rhodus, an mehrern Stellen der kleinasiatischen Küste, an der Küste von Trankebar; der Sandstein ist anfangs von weicher Beschaffenheit, wird aber nach und nach sehr fest und hart. Während die allgemeinen Verhältnisse der Sandsteinbildung einfacher Natur sind, verdienen einige andere Punkte näherer Erörterung unterzogen zu werden.

Sehr merkwürdig sind jene um und um ausgebildeten Krystalle und krystallinischen Körner mit Flächenrudimenten von Quarz in den sog. krystallisirten Sandsteinen, von denen oben (S. 575) die Rede war. Es scheint nicht, dass solche Sandsteine eigentliche klastische Gesteine, entstanden aus der Zusammenschwemmung von Quarzfragmenten seien, indem der wohlerhaltene Zustand der Krystalle darauf verweist, dass bei ihrer Bildung chemische Processe an Ort und Stelle gewirkt haben. Es gibt auch solche Sandsteine, welche zum Theil aus klastischen, zum Theil aus krystallinischen, an Ort und Stelle entstandenen Elementen zusammengesetzt sind. Naumann bemerkt, wie durch diese krystallisirten Sandsteine die schon früher von Voigt (kleine mineralogische Schriften I. 162), zum Theil auch von Deluc und Saussure aufgestellte Ansicht, dass vieler Quarzsand aus einer chemischen Auflösung der Kieselsäure durch Krystallisation entstanden, ihre völlige Bestätigung findet (Geognosie I. 530). Ausgezeichnete krystallisirte Sandsteine dieser Art finden sich im Millstone-grit Englands und Schottlands, z. B. im Edinburgher Kohlensandstein, vielverbreitet im Vogesensandstein (Vogesen, Hardt, Schwarzwald), im Quadersandstein am sogenannten Tanzplatz bei Grüllenburg im Tharander Walde, bei Paulshain und Ruppendorf (Naumann, Erläuter. z. geogn. K. d. Kgrchs. Sachsen V. 365), im Braunkohlensandstein bei Mutzschen

in Sachsen. Hierher gehören auch die Sandsteine aus dem Fuldaischen, welche Gutberlet beschrieb, wo die Kieselkörner des Thonsandsteins und des reinen Kieselsandsteins sich auf weite Strecken hin krystallinisch erweisen, indem jedes Sandkorn als ein Individuum erscheint. Bei einiger Aufmerksamkeit lassen sich die durch krystallinische Ausscheidung an Ort und Stelle gebildeten Körner leicht von den durch mechanische Zerstörung und Abreibung entstandenen klastischen unterscheiden. Vorzüglich reich an vollkommenen Krystallen sind die grauen, aus einem dem Rauchtopas ähnlichen Quarz bestehenden Sandsteine zwischen Dirlos und Dassen. (Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1861. Nro. 27. S. 51; auch Neues Jahrb. f. Miner. 1861. 860.)

Was die Glimmerschuppen in den Sandsteinen anbelangt, so werden dieselben der herrschenden Ansicht zufolge wohl mit Recht hauptsächlich als zugeschwemmte klastische Fragmente betrachtet, hervorgegangen aus der Zerstörung glimmerhaltiger krystallinischer Gesteine. G. Bischof hat eine andere Meinung über ihren Ursprung entwickelt, indem er sie sich an Ort und Stelle durch hydrochemische Umwandlungsprocesse gebildet denkt (Chem. und ph. Geol. 1. Aufl. II. 1449. 1459; 2. Aufl. III. 132). Alle Glimmerblättchen von messbarer Grösse seien in den klastischen Sand- und Thongesteinen secundärer Entstehung, da in den heutigen Schlammabsätzen der Flussgewässer sich der Glimmer zu unendlich feinen Stäubchen zermalmt findet; auch müsste es befremden, dass die Sandsteine fast ausschliesslich weisse Glimmerblättchen führen, da doch die krystallinischen Gesteine, aus denen man sich dieselben entstanden denkt, auch schwarzen Glimmer enthalten. Das fast ausschliessliche Vorkommen der Glimmerblättchen auf den Schieferungsflächen erkläre sich daraus, dass sich gerade auf diesen Flächen die Gewässer bewegen, welche hier theils Umwandlungen in der Masse des Gesteins bewirken, theils die zur Glimmerbildung erforderlichen Bestandtheile zuführen. Bischof fügt indessen selbst hinzu, dass, sollte der glimmerhaltige Sandstein eine sedimentäre Meeresbildung aus der Zertrümmerung der Küstengesteine sein, man die Praeexistenz des Glimmers leichter erklären könne. v. Richthofen ist auch der Ansicht, dass diejenigen Glimmerblättchen des rothen Grödner Sandsteins in Südtyrol, welche regelmässig sechseckige Gestalt besitzen und genau parallel der Schichtung

gelagert sind, wohl nur aus einer Zersetzung des Gesteins herzuleiten sind (Geogn. Beschr. v. Südtyrol 1860. 48). Wenn auch im Allgemeinen, und besonders da, wo das klastische Sandsteinmaterial keinen weiten Weg zurückgelegt hat, seine Glimmerschüppchen nicht zu gross erscheinen, um nicht noch als Fragmente zumal der ehedem viel grössern Blätter gelten zu können, wenn ferner das Vorwiegen des weissen und das höchst seltene Auftreten des schwarzen Glimmers bei einer Neubildung durch wässerige Processe nicht minder auffallend ist, wenn auch endlich die Schieferungsflächen der Sandsteine gerade erst durch die parallel gelagerten Glimmerblättchen hervorgebracht werden, so dürfte doch trotzdem die gewiss richtige Ansicht aufrecht erhalten werden, dass wenigstens ein Theil der Glimmerblättchen und zwar vor allem die krystallisirten an Ort und Stelle auf wässerigem Wege gebildet worden seien; namentlich scheinen zersetzte Feldspathe zu ihrer Entstehung das Material geliefert zu haben.

Ueber die verschiedenen Bindemittel der Sandsteine theilt Bischof in seiner Geologie (1. Aufl. II. 1630, auch z. Th. 2. Aufl. III. 137) sehr bemerkenswerthe Betrachtungen mit, welche sich an die daselbst zusammengestellten chemischen Untersuchungen solcher Cämente von Carl Schmidt anreihen. Die Bindemittel sind offenbar theils als Lösungen durch Gewässer eingeführt worden, theils verdanken sie ihre Entstehung einer Umwandlung von Substanzen, welche ursprünglich mit den Sandkörnern gemengt waren; ersterer Art sind höchst wahrscheinlich die aus Carbonaten bestehenden Bindemittel der Sandsteine (kalkiger, dolomitischer Sandstein); dasselbe ist vermuthlich bei manchen blos aus Silicaten oder aus Kieselsäure mit nur wenig beigemischten Basen bestehenden Bindemitteln der Fall, deren sehr geringe Mengen mit dieser Bildungsweise wohl übereinstimmen. Die thonigen Bindemittel rühren aber zweifelsohne von der Zersetzung von Feldspathen her, welche sich manchmal im kaolinisirten Zustande in den Sandsteinen finden, und deren Verbleib sonst befremden würde.

Die gewöhnlichen Zersetzungsproducte des Feldspaths, Kalisilicat und Thonerdesilicat cämentirten, durch Gewässer fortgeführt, die Sandkörner in den Umgebungen der zersetzten Feldspathe. Da Kieselsäure häufig den kohlensauren Kalk verdrängt, so ist es denkbar, dass Sandsteine mit kalkigem Cäment in solche mit kiese-

ligem Cäment umgewandelt werden, wenn sie von Kieselsäuresolutionen durchdrungen werden.

An diese klastischen der Hauptsache nach aus Quarz bestehenden Gesteine, schliessen sich noch zwei andere, ebenfalls vorwiegend aus Quarz gebildete Massen, beide aus losen oder d nur sehr locker verbundenen Schutt-Elementen zusammenge ,
das Quarzgeröll und der Quarzgrus, sowie der Quarzsand.

Quarzgeröll und Quarzgrus.

Quarzbruchstücke, meist zu Geschieben und Geröllen abgerundet, von verschiedenen Dimensionen, von der Grösse einer Haselnuss bis über Kopfgrösse sind regellos durcheinander zu Schichten von oft beträchtlicher Mächtigkeit aufgehäuft. Sie liegen entweder ganz lose oder sind durch etwas Sand, welcher die Zwischenräume zwischen ihnen ausfüllt, locker mit einander verbunden. Indem solche Gebilde durch irgend ein eigentliches Bindemittel verkittet werden, gehen sie in Conglomerate über; neben den Geschieben und Geröllen von Quarz sind auch noch solche von andern Gesteinen bisweilen beigemengt. Besitzen die Gerölle kleinere Dimensionen, welche etwa zwischen der einer Haselnuss und einer Erbse schwanken, so nennt man solche Ablagerungen Quarzgrus, namentlich dann, wenn sie aus gänzlich unverbundenen Theilen bestehen.

Derlei Quarzgeröllablagerungen, deren Bildung noch heutigen Tages vor sich geht, sind besonders in den jüngern Formationen, der Tertiär- und Quartärformation eine häufige Erscheinung und oft in sehr grosser Ausdehnung verbreitet.

Quarzsand.

Lose oder nur wenig zusammenhängende Anhäufungen von höchstens erbsengrossen Quarzkörnchen, welche entweder abgerundet oder eckig sind und manchmal glatte glänzende Oberfläche mit noch erkennbaren Flächenrudimenten besitzen. Die Grösse der Quarzkörner sinkt von der einer Erbse zur grössten Kleinheit staubartiger Theilchen hinab; man unterscheidet nach der Grösse der Körner

Perlsand oder Kies, $1\frac{1}{2}$ Linie grosse, oft perlenähnliche Körner, darunter auch viele eckige;

groben Sand, ½ Linie grosse Körner;

feinen Sand, Quellsand, Mahlsand, Triebsand, kaum ¼ Linie grosse, gewöhnlich abgerundete Körnchen;

Staubsand oder Flugsand, pulverartige bis staubartige Theilchen, die vom Winde leicht weit fortgeführt werden; dazu gehört der Sand der Dünen und Wüsten.

Die Körnchen des Quarzsandes sind weiss, graulichweiss oder wasserhell, wodurch eine lichte Farbe desselben hervorgebracht wird, bisweilen auch sind sie, wie mit einem feinen Hauch, von Eisenoxydhydrat, Eisenoxyd, Glaukonit überzogen, wodurch gelbbraun, rothbraun und grünlich gefärbte Sande entstehen.

Der Quarzsand, welcher in der Regel ein loses Aggregat von Körnchen darstellt, gewinnt mitunter durch thonige oder kalkige Beimengungen namentlich im feuchten Zustande einen geringen Zusammenhalt; letzterer wird auch manchmal durch eine Imprägnation mit Eisenoxydhydrat hervorgerufen, welche sich häufig auf einzelne Partieen concentrirt, wodurch alsdann röthlichbraune, fester verkittete Knauer innerhalb des lichten losen Sandes erscheinen. Durch Zunahme eines Bindemittels verlaufen natürlicherweise Ablagerungen von losem Quarzsande in lockere oder feste Sandsteine. Mancherlei Beimengungen sind in den Quarzsanden enthalten; silberweisse Glimmerblättchen sind namentlich darin viel verbreitet, auch Feldspathkörnchen, Kohlenstäubchen, die den Sand dunkelgrau oder schwärzlich färben; der tertiäre Sand von Roisdorf bei Bonn enthält ungemein fein vertheilte Schwefelstäubchen. Auch sind Conchylienschaalen oder deren Trümmer den Quarzsanden beigemengt.

Quarzgeröll, Quarzgrus und Quarzsand enthalten auch manchmal Beimengungen von Metall- und Edelsteinkörnern; man pflegt diese losen Schuttanhäufungen, welche meist auch Bruchstücke von mancherlei andern Gesteinen führen, Seifengebirge (oder plusiatische Ablagerungen) zu nennen, und sie bilden an manchen Punkten den Gegenstand einer Gewinnung; überall erscheinen sie nur in den Gegenden, wo solche Metalle oder Edelsteine ursprünglich als Einsprengungen in den Gebirgsgesteinen oder auf besondern Lagerstätten innerhalb derselben vorhanden sind. So finden sich Quarzgeröll- und Quarzsandmassen mit Gold, Platin, Diamant, Zinnstein, Magneteisenerz, Chromeisenerz, Spinell, Granat, Hyacinth;

die edlen Metalle namentlich in Brasilien, Ostindien, Borneo, Californien, dem Ural, das Zinnerz in Cornwall, Malakka, auf den Inseln Sumatra und Banka, die Edelsteine in Brasilien, Ostindien und Ceylon. Alle diese plusiatischen Schuttmassen sind als das Resultat förmlicher natürlicher Waschprocesse zu erachten, bei denen durch das Wegschwemmen der leichtern und weichern Gesteins- und Mineralfragmente eine Concentration jener Metall- und Edelsteintheilchen bewirkt wurde.

Namentlich im Gebiet der recenten Formation finden sich Quarzsandablagerungen in grosser Häufigkeit und oft von colossaler Verbreitung. Ausser den Sandschichten, die sich aus Bächen, Flüssen und Strömen absetzen, sind die an den Gestaden der Meere aufgehäuften, laudeinwärts vorrückenden Dünen zu erwähnen, welche in Holland, im nördlichen Deutschland, in Schleswig, Jütland, Frankreich, England weite Landstrecken zur Einöde machen. Die Wüsten und Steppen Africas und Asiens liefern ein anderes Beispiel von der grossen Verbreitung des Quarzsandes. Die Braunkohlenformation ist auch sehr reich an Quarzsandablagerungen, die gleichfalls schon in der Kreideformation häufig und in bisweilen mächtiger Entwicklung auftreten (z. B. zwischen Haltern und Recklinghausen in Westphalen, bei Aachen, bei Anzin in Belgien, bei Bannewitz unweit Dresden, bei Godalming und Hindhead in Surrey, der sog. Shanklin-Sand in Sussex), in ältern Formationen hingegen allmählich verschwinden.

An die Sandsteine und Sande reiht sich eine Anzahl klastischer Gesteine von grosser Verbreitung, welche ihr Material vorzugsweise von Quarzgesteinen und Schiefern bezogen haben; sie sind meistens von psammitischer oder pelitischer Beschaffenheit. Dazu gehören:

Grauwacke.

Die Grauwacke bildet ein klastisches Gestein von den verschiedensten Arten des Korns; es ist zusammengesetzt aus eckigen oder abgerundeten Körnern von Quarz, welche meist vorwaltend sind, aus Fragmenten von Kieselschiefern und Thonschiefern, wozu sich nicht selten auch Feldspathkörner und in einigen Abänderungen reichliche Glimmerblättchen gesellen, cämentirt durch ein Bindemittel, welches aus einer mit Kieselsäure vollständig durchdrun-

genen Thonmasse, oder auch allein aus Kieselsäure besteht; die kieselig-thonige Bindemasse ist oft durch feinvertheilte Anthracitstäubchen dunkel gefärbt. Meistens haben die klastischen Elemente über die Bindemasse das Uebergewicht, so dass diese sehr häufig kaum zu bemerken ist. Wegen des kieseligen Cäments besitzt das Gestein oft eine grosse Zähigkeit und Härte.

Graue Farben sind die gewöhnlichen und herrschenden bei der Grauwacke, namentlich rauchgrau, bläulichgrau, gelblichgrau und grünlichgrau; doch finden sich auch röthlichbraune und gelblichbraune Grauwacken, welche ihre Färbung einer Beimengung von Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat verdanken.

Rücksichtlich der Textur der Grauwacke pflegt man folgende Varietäten zu unterscheiden:

Körnige Grauwacke. Mit klastisch-körnigem Gefüge, ohne Spuren von Schieferung, bald feinkörnig bald grobkörnig, so dass man deutlich weisse Quarzkörner, graue und schwarze Thonschiefer- und Kieselschieferbröckchen, fleischrothe und gelblichweisse Feldspathkörner darin erkennt; letztere sind bisweilen ziemlich gross und sehen frisch und unverwittert aus.

Glimmerblättchen, welche nicht selten darin vorkommen, sind ohne Parallelismus eingestreut. Die grobkörnige, zumal die an kieseligem Bindemittel reiche Grauwacke, wird sehr häufig von manchmal nur papierdicken Quarzadern durchzogen, welche oft so zahlreich nach allen Richtungen sich kreuzen, dass förmliche Netzwerke entstehen, wobei die Erscheinungen des Verwerfens, Schaarens, Durchsetzens sich auf die ausgezeichnetste Weise im Miniatur-Maassstab beobachten lassen. Die grobkörnigern Grauwacken gehen in Conglomerate über, indem ihre Fragmente an Grösse zunehmen, feinkörnige Grauwacken verlaufen wohl in Sandsteine. Charakteristisch tritt diese Varietät z. B. am Ziegelkrug unfern Clausthal, am Bauerberge zwischen Clausthal und Grund im Harz auf.

Die körnige Grauwacke ist bald sehr deutlich geschichtet, bald bildet sie so mächtige Bänke, dass die Schichtung kaum wahrnehmbar ist. Unregelmässig polyedrische Absonderung bietet sich sehr häufig dar, wobei die Kluftwände nicht selten mit einer steinmarkähnlichen Substanz, mit einer sehr dünnen Schicht von Manganhyperoxyd oder mit Eisenoxydhydrat überzogen sind.

Eine die Schichten durchschneidende plattenförmige Absonde-

rung, ein Analogon der transversalen Schieferung (I. 116) ist nicht ungewöhnlich; früher schon (I. 99) wurde bemerkt, dass bei der Grauwacke auch kugelförmige Gesteinsformen vorkommen; sie sind in der rheinischen Grauwacke nicht selten, wo Erbreich sie an der Martinsknipp im Ahrthal, Nöggerath bei Ehrenbreitstein, Baur bei Welmich fand. (Karstens u. v. Dechens Archiv 1840. 139). Tantscher erwähnt mehrere Ellen grosse concentrisch-schaalige Grauwackekugeln zwischen Hockerode und Oberlockwitz in der Gegend von Camsdorf (Karstens Archiv 1829. 333). Dieselben kommen auch bei Zellerfeld am Harz und am grossen Hain unweit Allendorf in Kurhessen vor.

Analysen von Grauwacken sind nur in sehr spärlicher Zahl angestellt worden, haben auch wegen der Zufälligkeit der Zusammensetzung keinen grossen Werth.

I. Grauwacke zwischen Bollwerk und Brügge bei Berghauser-Ohle in Westphalen, blaugrau, scheint eine dichte Grauwacke zu sein. Von d. Marck, Verhandl. des naturh. Ver. der preuss. Rheinlande u. Westph. 1851. VIII. 56 und 1855. XII. 127.

II. Grauwacke von der Grube Bastenberg bei Ramsbeck in Westphalen, lichtgrau mit kleinen weissen Glimmerblättchen. Amelung, ebendas. 1853. X. 229 und 1855. XII. 127.

	I.	II.
Kieselsäure	75.73	84.05
Thonerde	5.57	5.68
Eisenoxyd	—	Spur
Kalk	0.16	—
Magnesia	0.32	0.26
Kali	0.46	0.29
Natron	0.30	1.26
Kohlensaures Eisenoxydul	6.00	7.01
Kohlensaurer Kalk	9.40	1.02
Kohlensaure Magnesia	2.50	0.65
Wasser	0.32	—
Kohle	Spur	—
	100.76	100.22

Bischof findet es unwahrscheinlich, dass in diesen Grauwacken der ganze Eisengehalt an Kohlensäure gebunden sein soll, und betrachtet den sich andernfalls ergebenden Kohlensäureüber-

schuss als durch eine zu niedrige Bestimmung des Kohlenstoffgehalts hervorgebracht.

Schieferige Grauwacke, eine sehr feinkörnige aus denselben Bestandtheilen wie die vorige Varietät zusammengesetzte Grauwacke, welche reich an Glimmerschuppen ist, die entweder innerhalb der Masse oder auf den Schichtungsflächen parallel gelagert, eine mehr oder weniger deutliche dickschieferige Textur hervorbringen. Die schieferige Grauwacke ist sehr deutlich geschichtet und wechsellagert häufig mit der körnigen Grauwacke.

Grauwackenschiefer, zu welchem die schieferige Grauwacke den Uebergang bildet, ist eine ausserordentlich feinkörnig ausgebildete Grauwacke, sehr reich an Glimmerschüppchen und thonigem Bindemittel, von ziemlich vollkommenem schieferigem Gefüge. Der Grauwackenschiefer hält die Mitte zwischen schieferiger Grauwacke und Thonschiefer, ist aber durchgehends härter als letzterer. Die kleinen weissen Glimmerschuppen erscheinen auf den Spaltungsflächen, der Querbruch zeigt, sich von dem des Thonschiefers unterscheidend, ein feinsandiges oder erdiges Aussehen. Bisweilen lassen Grauwackenschiefer eine an Streckung erinnernde Ausbildung erkennen, indem sie auf ihren Spaltungsflächen eine striemige oder langflaserige Textur zeigen, oder Thonschieferflatschen enthalten, welche nach einer Richtung in die Länge gezogen sind. Naumann macht darauf aufmerksam, dass diese Erscheinung andeute, dass entweder der Absatz des Sediment unter dem Einfluss einer eine bestimmte Richtung verfolgenden Strömung erfolgte, oder dass nach der Ablagerung des Gesteins durch einseitige Hebungen oder Senkungen eine innere Verschiebung aller Theile hervorgebracht wurde (Geognosie I. 435; vgl. auch D. Sharpe im Quart. journ. of the geol. soc. III. 1847. 74, welcher berichtet, dass in den englischen Thon- und Grauwackenschiefern die organischen Ueberreste häufig stark breit gequetscht und dabei in die Länge gezogen seien). Je feinkörniger die Grauwackenschiefer sind, desto mehr werden sie den Thonschiefern ähnlich, in welche sie vollständige Uebergänge bilden. Der Grauwackenschiefer ist stets deutlich geschichtet, wenn nicht, wie dies häufig geschieht, die Schichtung durch die sehr vollkommen ausgebildete transversale Schieferung verdeckt wird.

Dichte Grauwacke. Verfeinert sich das Korn der körnigen Grauwacke fortwährend, so dass keine deutlichen Quarz-

und Kieselschieferkörnchen mehr erkennbar sind, und kommt das thonige Bindemittel zum Ueberwiegen, so entsteht die sog. dichte Grauwacke, ein sehr homogen erscheinendes, graulich oder grünlich gefärbtes Gestein, von geringerer Härte; man könnte es mit erhärteten Thonen verwechseln, es wird aber im Wasser nicht plastisch; der Bruch ist feinsplitterig oder feinerdig und wird oft im Grossen muschelig. Dieses Gestein stellt sich als das am feinsten schlammartig zerriebene Grauwackenmaterial dar.

Conglomeratartige Grauwacke ist eine meist grobkörnige Grauwacke, in welcher grössere Quarzgerölle, Kieselschieferbrocken, Thonschieferstücke, auch Fragmente anderer Gesteine liegen.

Verschiedene Texturvarietäten der Grauwacke wechseln lager- und strichweise mit einander ab.

Mit dem Namen Micopsammit (Glimmersandstein). bezeichnet Naumann (Geognosie I. 663 und II. 269) ein dickschieferiges sandsteinähnliches Gestein, welches sich unmittelbar an die sehr glimmerreichen schieferigen Grauwacken anschliesst, dessen oft ziemlich grosse mit wenig Quarzsand gemengte Glimmerschuppen ganz dicht übereinander liegen und nur durch ein spärliches Cäment verbunden werden. Grobschuppige Varietäten von brauner Farbe erscheinen bei Llandeilo in Caermarthenshire, feinschuppige lichtgraue oder gelbliche dickschieferige Abarten von bedeutender Zähigkeit kommen in den reussischen Fürstenthümern und dem Neustädter Kreis in Weimar sehr häufig als Glieder der Uebergangsformation vor.

Die Grauwackengesteine, namentlich die feinkörnigen und schieferigen Varietäten sind manchmal fossilhaltig, die Pflanzen- und Thierreste stellen sich aber meistens nur als Abdrücke oder Steinkerne dar. Grauwacke in Verbindung mit Thonschiefer ist das Hauptgestein, aus welchem die silurische und devonische Uebergangsformation zusammengesetzt sind. Auch in manchen Gebieten der untern Steinkohlenformation spielt die Grauwacke eine Rolle, selbst in der Molasse treten noch grauwackenähnliche Gesteine auf.

Thonschiefer.

Clay-slate, Killas in Cornwall; Schiste argileux; Schiste ardoise; Argillite.

Der Thonschiefer besteht aus Thon, vermengt mit mikroskopischen Glimmerschüppchen und fein staubartigen Quarzkörnchen, welche mit einander ein meist ausgezeichnet schieferiges Gestein bilden; er erweist sich im Bruch matt, homogen und nicht krystallinisch, wodurch er sich von dem krystallinischen Thonschiefer, dem Thonglimmerschiefer unterscheidet, in welchen er übrigens sehr häufig übergeht (vgl. S. 471). Die Färbung ist vorwiegend grau und schwarz, hervorgebracht durch einen geringen Kohle- oder Bitumengehalt, auch erscheinen grüne, gelbe, rothe und violette Farben, die z. Th. in den verschiedenen Oxydationsstufen des beigemengten Eisens ihre Ursache haben; die grünen Farben scheinen durch eine innige Beimengung von Chlorit hervorgebracht zu sein. Einige Thonschiefer besitzen einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an kohlensaurem Kalk, wie die später angeführten Analysen darthun. Von accessorischen Massen sind namentlich Krystalle und Knollen von Eisenkies zu erwähnen; von Gäberndorf im Thüringerwald beschreibt Heim überfussgrosse Nieren, welche entweder ganz aus Eisenkies, oder aus abwechselnden Eisenkies- und Thonschieferschaalen zusammengesetzt sind. Quarz bildet häufig Nester und Wülste, Trümer und Adern, Kalkstein, welcher sich in Form von abgeplatteten Nieren, langen Wülsten und unförmlichen Knollen darbietet, ist ebenfalls sehr häufig. Manche Thonschiefer sind mit Eisenoxyd so reichlich imprägnirt, dass sie als Eisensteine gewonnen werden.

Die Schieferung der Thonschiefer ist oft ganz ungemein vollkommen. Schichtung ist auch immer sehr ausgezeichnet vorhanden. Die früher (I. 114) erwähnte Erscheinung der secundären, transversalen oder falschen Schieferung ist gerade bei dem Thonschiefer sehr gewöhnlich. Die Thonschiefer führen auch Fossilreste, welche manchmal in Eisenkies vererzt sind.

D a c h s c h i e f e r (Ardoise, schiste tégulaire ou tabulaire) nennt man die homogensten, sehr vollkommen- und ebenschieferigen Thonschiefer, die sich leicht in dünne schimmernde Tafeln spalten lassen; T a f e l s c h i e f e r sind die durch beigemengte Kohle schwarz gefärbten Schiefer (St. Goarshausen und Rüdesheim am Rhein,

an der Mosel, am Harz bei Goslar und Lautenthal, bei Lehesten. Gräfenthal und Sonnenberg am Thüringerwald, ausgezeichnet oberhalb Lavagna zwischen Genua und dem Busen von Spezia).

Griffelschiefer sind Thonschiefer, deren Masse sich in Folge des Zusammenauftretens von gewöhnlicher und transversaler Schieferung in Stengel oder griffelförmige Stifte spalten lässt (bei Haasenthal im Saalfeldischen, am Fellberge zwischen Steinheide und Sonnenberg im Thüringerwald).

Wetzschiefer (schiste à aiguiser ou à rasoir, coticule, novaculite), eine lichtgelblichgrau bis grünlichgrau gefärbte, sehr innig von Kieselsäure durchdrungene, ganz homogen erscheinende Thonschiefervarietät, welche nicht selten dadurch die Deutlichkeit der Schieferung eingebüsst hat, und muscheligen oder splitterigen Bruch zeigt; bei den unreinsten Varietäten treten die Quarzkörner sichtbar hervor; die Härte ist verschieden und durch die Menge der in der Masse enthaltenen Kieselsäure bedingt. Ausgezeichnet zu Vieil-Salm, Ottrez, Bihain und Petit-Sart in den Ardennen, auch zu Katzhütte im Thüringerwald. Die Wetzschiefer bilden dünne Lagen zwischen andersgefärbten Schiefern, die der Ardennen sind 1 Linie bis 1¼ Zoll mächtig (vgl. Baur in Karstens u. v. Dechens Archiv XX. 1846. 376; v. Dechen in Nöggeraths Geb. in Rheinl.-Westph. III. 184).

Zeichnenschiefer (Ampélite graphique, schiste graphique) sind schwarze, durch vielen Kohlenstoff gefärbte, sehr feinerdige Thonschiefer von erdigem Bruche, grosser Weichheit und Mildigkeit, so dass man damit schreiben und zeichnen kann; bei Haselbach im Thüringerwald, Oberhüttenhof und Dünahof bei Ludwigsstadt im Bayreuthischen, Marvilla in Andalusien.

Der Thonschiefer als ein ehemaliger ausserordentlich fein geriebener Schlamm wird natürlicherweise eine sehr wechselnde Zusammensetzung darbieten; es folgen einige Thonschieferanalysen:

I. Dachschiefer von Lehesten in Thüringen (Silur); Frick, Poggend. Annal. XXXV. 1835. 193.

II. Graulichschwarzer Dachschiefer von Goslar am Harz (Devon): Frick, ebendas.

III. Thonschiefer von Prag mit sichtbaren Glimmerschüppchen (Untersilur): Pleischl. Journ. f. pract. Chem. XXXI. 1844. 45.

IV. Dunkelblauer auf den Schieferungsflächen etwas glim-

merglänzender Dachschiefer von Wales (Untersilur; spec. Gew. 2.824); Sterry Hunt, Philosoph. Magazin (4) VII. 1854. 237.

V. Grünlichblauer, etwas seidenglänzender Dachschiefer von Kingsey (Eastern Townships) in Canada (Obersilur; spec. Gew. 2.884); Hunt ebendas.

VI. Gewöhnlicher grauer Thonschiefer, sog. Griffelschiefer vom Landhaus Incognito um Christiania in Norwegen (Untersilur); Kjerulf, Christiania-Silurbecken. 1855. 34.

VII. Thonschiefer von der Grube Pferd bei Siegen (Unterdevon); G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. (I. A.) II. 991.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	64.57	60.03	67.50	60.50	54.80	54.43	50.01
Thonerde	17.30	14.91	15.89	19.70	23.15	15.93	34.74
Eisenoxyd	7.46	8.94	5.85	—	—	—	—
Eisenoxydul	—	—	—	7.83	9.58	8.42	3.73
Kalk	1.16	2.08	2.24	1.12	1.06	3.56	—
Magnesia	2.60	4.22	3.67	2.20	2.16	3.50	0.87
Kali	1.99	3.87	1.23	3.18	3.37	3.43	7.21
Natron	—	—	2.11	2.20	2.22	0.74	0.04
Glühverlust	4.62	5.67	—	$\dot{H}$ 3.30	$\dot{H}$ 3.90	7.19	3.27
	99.70	99.72	98.49	100.03	100.24	97.20	99.87

I. enthält noch 0.30, II. 0.28 Kupferoxyd; III. Manganoxyd 0.08, Strontian 0.30, Phosphorsäure und Fluor (a. d. Verl.) 1.13; IV. und V. Spur von Manganoxydul; VI. Kohle 0.66.

Die kieselsäurereichsten der bisher untersuchten Schiefer sind der von der Grube Morgenröthe bei Siegen mit 73 pct. (nach Schnabel) und ein Thonschiefer aus der Gegend von Aachen mit 73.2 pct. (nach Eich). Carbonate haltende Schiefer aus Westphalen untersuchte Bischof: Dachschiefer von der Grube Loh beim Nuttlarer Hammer enthielt 24.99 Kalkcarbonat, 031 Magnesiacarbonat; Dachschiefer von der Grube Ostwig, östlich von der Grube Loh enthielt 26.02 Kalkcarbonat, 0.16 Magnesiacarbonat (Lehrb. d. ch. u. ph. G. (I. A.) II. 1075). Auch von der Marck analysirte Carbonate haltende Thonschiefer aus Westphalen, welche aber mehr thonige Kalkschiefer gewesen zu sein scheinen. Kjerulf fand in dem Thonschiefer bei der Universität zu Christiania auch 9.42 Kohlensäure.

Ueber Analysen anderer Thonschiefer handeln noch folgende Arbeiten:

Th. aus d. Gegend v. Aachen (Devon), Eich, Zeitschrift f. d. ges. Naturw. XII. 1858. 2.

Th. v. Bendorf bei Coblenz (Devon), Frick, Poggend. Ann. XXXV. 1835. 193.

Th. v. Westphalen (Devon), Schnabel, Amelung und von der Marck, Verhandl. d. naturh. Ver. der Rheinl. u. Westph. 1851. 10; 56: 127; 1853. 127; 1855. 122.

Th. zwischen Alexisbad und Mägdesprung im Harz (Culm), Pierce. Rammelsberg, Handwörterb. 4. Suppl. 1849. 235.

Th. von den Clausthaler Erzgängen (Culm), Bischof, Lehrb d. ch. u. ph. G. (1. A.) II. 1645; auch W. Kayser, Neues Jahrb. f. Min. 1850. 682.

Th. von Baden, Risse und König, hornfelsähnlich (Devon oder Culm), Geol. Beschr. d. Gegend von Baden, Karlsruhe 1861. 47.

Th. von Murau in Steiermark (Culm), K. v. Hauer, Jahrb. d. geol. R.anst. 1854. 362.

Th. von Schottwien in Oesterreich, K. v. Hauer, Jahrb. der geol. R.anst. V. 1854. 896.

Th. von Alunsö bei Christiania (Silur), Dahl, Nyt Mag. f. Naturvidensk. V. 1848. 317.

Th. aus der Umgegend von Christiania (Silur), Iwanow, Mém. de l'Acad. de St. Petersb. (6) IX. 1859. 325. und Kjerulf, Christiania-Silurbecken 1855. 34.

Th von Fjell in Dalsland (Schweden), Griffelschiefer (Silur), Svanberg, Mittheilg. v. G. Rose in Roth's Gesteinsanalysen 58.

Th. von Canada (Silur), Sterry Hunt, Philosophical Magazine (4) VII. 1854. 235 ff.

Die krystallinischen Glimmerthonschiefer und die klastischen Thonschiefer lassen sich kaum vollständig auseinander halten; mehrere solcher Mittelglieder zwischen beiden wurden schon früher besprochen, so die Taunusschiefer (S. 478), die gefleckten Schiefer (S. 475); auch die Chiastolithschiefer (S. 472) sind oft nur sehr wenig krystallinisch und offenbaren noch ihre frühere Beschaffenheit als Schlammmaterial.

Die eigentlichen Thonschiefer kommen fast nur in den ältern Formationen und namentlich im Silur und Devon (auch in der Culmbildung) vor. Doch treten auch in jüngern Formationen wieder Thonschiefer auf, welche jenen alten so ähnlich sehen, dass sie oft nur durch die fossilen Einschlüsse davon unterschieden werden können. So beschrieb (nach Naumann Geognosie II. 979) Dubois de Montpereux eine an beiden Abfällen des Kaukasus lagernde

mehrere tausend Fuss mächtige Schieferbildung, welche zwar sehr arm an organischen Ueberresten ist, dennoch aber charakteristische Fossilien der Kreideformation enthält. Nach H. Karsten erscheinen in Venezuela dunkle Thonschiefer als wesentliche Glieder der Kreideformation und nach Darwin stellt sich dieselbe Formation auf dem Feuerlande als eine mächtige Thonschieferbildung dar, welche den ältesten Uebergangsthonschiefern überaus ähnlich, durch ihre Fossilreste aber vollständig als cretaceisch gekennzeichnet ist. Eocän und der Flyschformation angehörend sind die schwarzen Thonschiefer von Glarus, welche von den Uebergangsthonschiefern durchaus nicht unterscheidbar sind und ebenfalls zu Dach- und Tafelschiefern benutzt werden (Bettschwanden, Matt am Plattenberg in Glarus).

Einige Thonschiefer-Ablagerungen von besonderer geologischer Stellung oder mit charakteristischen Fossilresten hat man besonders benannt.

Graptolithen-Schiefer mit Graptolithen, zum Silur gehörend, z. B. in Böhmen.

Wenlock-Schiefer, Ludlow-Schiefer } zum englischen Obersilur gehörend.

Malmö-Schiefer, zum norwegischen Mittelsilur gehörend.

Utica-Schiefer, Hudson-River-Schiefer } zur Hudson-Period im nordamericanischen Untersilur.

Orthoceras-Schiefer (Wissenbacher Schiefer) mit schönen verkiesten Cephalopoden, zum untern oder mittlern Devon Nassaus.

Cypridinen-Schiefer mit Cypridina serrato-striata Sandb. in ausserordentlicher Menge, zum Oberdevon Nassaus.

Lenne-Schiefer zum Mitteldevon Westphalens.

Flinz-Schiefer zum Oberdevon Westphalens.

Marcellus-Schiefer, Hamilton-Schiefer, Genesee-Schiefer } zur Hamilton Period des nordamericanischen Mitteldevon.

Posidonomyen-Schiefer zur ältern Kohlenformation in Nassau und am Harz. Vgl. auch den Posydonomyenschiefer I. 258.

Glarus-Schiefer zur Flyschformation gehörig (vgl. oben).

Schieferthon.

Slate-clay; Argile schisteuse.

Ein von dem Thonschiefer durch seine grössere Weichheit

und Mildigkeit sich unterscheidendes, dabei meist nicht so vollkommen schieferiges Gestein, welches ebenfalls aus Thon, mikroskopischen Glimmerblättchen und sehr feinen Quarzstäubchen besteht. Wie der Thonschiefer ist der Schieferthon gewöhnlich grau bis schwarz, und zwar grau in den verschiedensten Nüancirungen ins weissliche, bläuliche, gelbliche, röthliche. Der Bruch, selbst der Querbruch ist nur matt oder schimmernd; im Feuer brennt er sich weiss, wenn Eisen vorhanden ist, roth. Eisenkies findet sich sehr häufig und oft in sehr reichlicher Menge als accessorischer Bestandtheil (z. B. auf der Sackgrube in Oberschlesien, bei Duttweiler unweit Saarbrücken), seltener andere Schwefelmetalle wie Zinkblende und Bleiglanz; kohlensaures Eisenoxydul imprägnirt nicht selten die Schieferthone und verleiht ihnen grössere Härte, höheres specifisches Gewicht und gelblichbraune Farbe; thoniger Sphärosiderit ist eine nicht seltene Erscheinung in der Form von Nieren und grössern Lenticularmassen (welche bei Fins im Dép. des Allier nach Guillemin dunkelgraue Phosphoritknöllchen umschliessen); ebenso tritt auch Thoneisenstein und mergeliger Kalkstein in den Schieferthonen auf.

Die Schichtung ist wie bei dem Thonschiefer immer sehr ausgezeichnet, dagegen gibt sich die für diesen so charakteristische transversale Schieferung in dem Schieferthon selten oder nie zu erkennen. Namentlich an Pflanzenresten, die entweder nur noch als Abdrücke erscheinen oder in Kohlensubstanz umgewandelt sind, ist der Schieferthon reich; thierische Ueberreste fehlen auch nicht, welche manchmal in Eisenkies vererzt erscheinen. Analysen von Schieferthon theilt G. Bischof mit (Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. I. Aufl. II. 1662).

Man pflegt eine Reihe von Varietäten bei dem Schieferthon zu unterscheiden:

Sandiger Schieferthon mit erkennbaren Sandkörnchen, übergehend in thonigen Sandsteinschiefer.

Mergeliger Schieferthon mit einem Gehalt an kohlensaurem Kalk, übergehend in Mergelschiefer, braust ein wenig mit Säuren.

Bituminöser Schieferthon, durch Bitumen dunkelbraun gefärbt, geht in Brandschiefer über.

Kohlenschiefer, durch Beimengungen kohliger Substanzen

dunkelgrau bis schwarz gefärbt, oft mit erkennbaren Quarzstäubchen und Glimmerschüppchen. Kräuterschiefer nennt man einen an Pflanzenabdrücken reichen Kohlenschiefer; namentlich in der Steinkohlenformation.

Als Schieferletten, bunten Schieferthon (Röthelschiefer Gümbels) bezeichnet man im Gegensatz zu den weisslichen, grauen und schwarzen Schieferthonen die rothen und bunt (gelb, grün, roth, violet) gefärbten. Sie sind meistens sehr thonreich, daher im feuchten Zustand fett und schmierig, im trockenen sehr mager und zerbröckelnd. Nicht selten enthalten sie kohlensauren Kalk in beträchtlicher Menge und werden dadurch mergelig. Concretionen von dichtem Rotheisenstein von Erbsen- bis Faustgrösse liegen in grosser Anzahl in den Schieferletten des Keupers bei Mühlhausen. Die Schieferletten zeigen ihre bunten Farben in Form von oft scharfbegrenzten Flecken, Wolken, Adern oder Streifen, wobei Roth meistens vorwaltet. Das dunkle Braunroth oder Blauroth wird durch eine Beimengung von Eisenoxyd hervorgebracht; wie Naumann anführt (Geognosie I. 666), hat Capitain James es wahrscheinlich gemacht, dass die grüne Farbe im Lauf der Zeit entstanden sei in Folge einer Reduction des Eisenoxyd zu Eisenoxydul vermittelst durchsickernder, vegetabilische Stoffe aufgelöst haltender Gewässer.

Die Schieferthone und Schieferletten lagern in zahlreichen Formationen: im Silur und Devon sind sie spärlich vertreten; in der Steinkohlenformation gewinnen die Schieferthone eine Hauptentwicklung, so dass sie in Verbindung mit Sandsteinen als das vorwaltendste Material erscheinen. Vollkommen und dünn geschichtete Schieferletten sind namentlich für das Rothliegende bezeichnende Gesteine. Rothe und bunte Schieferletten bilden auch Glieder der obersten Abtheilung des Buntsandsteins, und spielen ebenfalls als Begleiter der bunten Keupermergel eine nicht unwesentliche Rolle. Schieferthone besitzen zumal wieder in den obern Etagen der Liasformation grosse Verbreitung, während sie in der weissen Juraformation fast ganz fehlen und in der Kreide auch nur geringere Bedeutung gewinnen, um alsdann in der Braunkohlenformation wiederum desto entwickelter aufzutreten, z. B. bei Bilin und Tschermig in Böhmen, bei Kaltennordheim in der Rhön.

Alaunschiefer.

(Alum-shale, Schiste alumifère, Ampélite alumineux, Schiste alumineux.)

Der Alaunschiefer ist ein sehr stark von kohligen Substanzen durchdrungener, daher graulichschwarz und bläulichschwarz gefärbter Schiefer, der oft reichlich mit Eisenkies imprägnirt ist, welcher bei der Verwitterung zur Bildung von Alaun und Eisenvitriol Anlass gibt. Der Kohlenstoff des Alaunschiefers erscheint namentlich in den von Kieselsäure durchdrungenen und deshalb härtern Varietäten auf den Klüften und Spalten des Gesteins auch in Form von glänzenden manchmal bunt angelaufenen Blättern und Schuppen von Anthracit ausgeschieden. Bisweilen finden sich innerhalb des Alaunschiefers kugelige Concretionen von einer ähnlichen Masse, welche indessen gar keine Schiefertextur zeigt. Der Strich des Alaunschiefers ist schwarz und etwas glänzend.

Mancherlei accessorische Bestandmassen kommen in den Alaunschiefern vor: Knollen von Eisenkies und Strahlkies, Platten und Lagen von Faserkalk, Kalkspathtrümer, Nieren und grössere lenticulare Massen, oft mehrere Fuss im Durchmesser haltend von bräunlichschwarzem Stinkkalk oder kohlschwarzem Anthrakonit (Bd. I. 203), welche oft aussen körnig oder stengelig, in der Mitte dicht, dabei manchmal von Lagen weissen Kalksteins durchsetzt sind; ihr Inneres ist mitunter von Klüften durchzogen, in denen Krystalle von Eisenkies, Zinkblende, Schwerspath, Bergkrystall (Bornholmer Diamanten) sitzen; sie lassen sich häufig leicht nach ihrer grössten Durchschnittsfläche spalten. Graulichschwarze bis überfussgrosse Nieren von Schwerspath (Hepatit) mit verworrenblättrigem oder strahligem Gefüge kommen bei Andrarum in Schonen vor (Bd. I. 277).

Der Alaunschiefer ist bisweilen reich an organischen Ueberresten, welche namentlich auch in jenen Nieren von bituminösem Kalk enthalten sind; mitunter werden die Alaunschiefer so reich an Kohle und Bitumen, dass man sie zum Brennen verwenden kann.

I. Grobschieferiger Alaunschiefer von Wegelstein bei Saalfeld in Thüringen; O. L. Erdmann, Journ. f. techn. Chem. XIII. 1832. 114.

II. Bläulich- bis eisenschwarzer Vitriolschiefer von Garnsdorf bei Saalfeld; O. L. Erdmann, ebendas. 112.

III. Alaunschiefer von der Insel Bornholm; Forchhammer, Berzelius Jahresbericht XXV. 1844. 405.

IV. Alaunschiefer von Opslo bei Christiania; Forchhammer, Journ. f. pract. Chem. XXXVI. 1845. 397.

V. Alaunschiefer von der Kinnekulle in Schweden; Wilson, Philos. Magazine (4) IX. 1855. 422 (spec. Gew. 2.42). Bemerkenswerth ist der hohe Kaligehalt der drei letzten Analysen.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	52.30	50.13	59.86	65.44	52.28
Thonerde	21.67	10.73	15.89	14.87	16.64
Eisenoxyd	5.83	2.27	—	0.75	—
Eisenoxydul	—	—	—	—	6.96
Kalk	1.00	0.40	0.99	0.15	1.53
Magnesia	2.15	1.00	1.68	1.34	1.10
Kali	—	—	3.72	4.59	7.98
Natron	—	—		0.48	—
Wasser	5.08	2.21	6.90	nicht	1.40 Glühv.
Kohle	0.80	22.83	8.65	bestimmt	4.37
Schwefel	10.17	7.53	0.82	1.25	4.13
Eisen			0.50	1.05	3.61
	99.00	97.10	99.01	89.92	100.00

Die Alaunschiefer bilden untergeordnetere, meist deutlich geschichtete Glieder der ältern Formationen, verbunden mit Kalkstein- und schwarzen Kieselschieferlagern. Die skandinavischen Alaunschiefer von Bornholm, aus der Umgegend von Christiania, Schonen, Westgothland und Nerike gehören der silurischen Formation an. Reichenbach, Limbach, Erlenbach im Voigtlande, Lautenthal u. a. O. im Harz. In Böhmen treten längs der Beraun von Pilsen bis Zwikowetz, an der Radbusa, dem Uslawabache u. s. w. dunkel bis schwarz gefärbte Alaunschiefer (Vitriolschiefer) auf, welche den Eisenkies in sehr kleinen Körnchen und Kryställchen auch in dünnen Lagen und kugeligen Massen enthalten und Glieder der Silurformation bilden (v. Lidl, Jahrb. d. geol. R.anst. VI. 1855. 601). Auch die untern Etagen der Steinkohlenformation führen hier und da, z. B. in Belgien Alaunschiefer.

Der Kiesgehalt der Alaunschiefer verdankt offenbar seine Entstehung einer Reduction schwefelsaurer Salze durch die in den Schiefern vorhandenen organischen Substanzen. Forchhammer suchte

zu zeigen, dass sich der Alaunschiefer von Bornholm aus Tangarten auf dem Meeresgrunde gebildet habe und dass seine Bildung noch fortdauern könne. Der faulende Tang erzeugt aus den schwefelsauren Salzen Eisenkies, die Ueberreste mengen sich mit Thon und geben so Alaunschiefer.

Limmatische Gesteine.

Kaolin.

(Porzellanerde, Porzellanthon, China-clay.)

Eine aus sehr feinen, staubartig erdigen Theilchen bestehende, zerreibliche und meist abfärbende, matte, mager anzufühlende, nur wenig an der Zunge klebende Masse von vorherrschend weisser, ins röthliche, gelbliche, grünliche ziehender Farbe. Beim Erhitzen gibt sie Wasser und ist im Feuer nicht schmelzbar. Der Kaolin ist ein Thon, welcher aus der Zersetzung von Feldspath hervorgegangen ist.

I. Kaolin von Aue bei Schneeberg in Sachsen nach Forchhammer, Poggend. Ann. XXXV. 331.

II. Kaolin von Seilitz bei Meissen nach Forchhammer ebendas.

III. Kaolin von Passau nach Forchhammer ebendas.

IV. Kaolin von St. Yrieix bei Limoges nach Forchhammer ebendas.

V. Kaolin von Benage in Cornwall nach Boase. Journ. f. pr. Chemie XI. 146.

VI. Kaolin von Tongkang in China nach Ebelmen und Salvétat, Ann. d. chim. et phys. (3) XXXI. 257.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure	46.53	46.46	45.14	48.68	44.36	50.5
Thonerde	39.47	36.37	35.00	36.92	40.00	33.7
Eisenoxyd	—	1.22	2.70 (Eisenoxyd + Kalk)	—	—	1.8
Kalk	—	—		0.58 ($\dot{N}a$)	—	1.9 ($\dot{K}$)
Magnesia	—	—	—	0.52	1.93	0.8
Wasser	13.97	13.61	17.16	13.13	12.87	11.2
Kohlens. Kalk	0.31	1.47	—	—	—	—
	100.28	99.13	100.00	99.83	99.16	99.9

Nach Forchhammer, welcher zuerst die Vorgänge bei der Zersetzung des Orthoklas zu Kaolin erläuterte, ist der Kaolin im

seiner reinsten Form zweifach kieselsaure Thonerde mit zwei Atomen Wasser ($\dddot{Al}\,\ddot{Si}^2 + 2\,\dot{H}$), entsprechend 47.05 Kieselsäure, 39.21 Thonerde, 13.74 Wasser. Die Zersetzung ging in der Weise vor sich, dass dem Orthoklas ($= \dddot{Al}\,\ddot{Si}^3 + \dot{K}\,\ddot{Si}^3$) vierfach kieselsaures Kali entzogen wird, und die übrig bleibende zwei drittel-kieselsaure Thonerde zwei Atome Wasser aufnimmt.

$$\dddot{Al}\,\ddot{Si}^3 + \dot{K}\,\ddot{Si}^3 = \dddot{Al} + \dot{K} + \ddot{Si}^6$$

$$\text{weggeführt } \dot{K} + \ddot{Si}^4 \text{ hinzugetreten } 2\,\dot{H}$$

$$\text{Kaolin } \dddot{Al}\quad \ddot{Si}^2 \qquad + \qquad 2\,\dot{H}$$

Fuchs und Bischof zeigten, dass es namentlich das mit Kohlensäure beladene Wasser sei, welches die Zersetzung bewirkt und das Alkali, seine Verbindung mit Kieselsäure zerstörend, als Bicarbonat auslaugt. Es ist übrigens leicht erklärlich, dass nur höchst selten die Zusammensetzung des Kaolin mit der obigen Normalformel übereinstimmt; in den Analysen schwankt die Kieselsäure von 40—58, die Thonerde von 30—45, das Wasser von 10—20 pct., ausserdem sind in den meisten Kaolinen noch Eisenoxyd, alkalische Erden und Alkalien vorhanden, dabei ist der Kaolin auch meistens noch mit Theilchen unzersetzter Mineralien, Quarzkörnchen, Feldspathbröckchen gemengt. Forchhammer stellt selbst für den Kaolin von Passau die Formel $\dddot{Al}^4\,\ddot{Si}^9 + 12\,\dot{H}$ auf, während sich der von Gutenberg bei Halle der Formel $\dddot{Al}^2\,\ddot{Si}^3 + 3\,\dot{H}$ nähern soll, welches nach Berthier auch die des Kaolin von Limoges ist. Malaguti betrachtet hingegen die Normalformel des Kaolin als $\dddot{Al}^2\,\ddot{Si}^3 + 4\,\dot{H}$, indem er davon ausgeht, dass nicht alle gefundene Kieselsäure dem Kaolin eigenthümlich, sondern dass ein Theil derselben, den er mit Kalilauge auszuziehen vermochte, beigemengt sei (Poggend. Ann. LVIII. 89). Nach Rammelsbergs Erfahrungen (Mineralchemie 1860. 572) löst indessen kochende Kalilauge das Thonerdesilicat als solches auf. Vielleicht hat die Zersetzung des Feldspaths zu Kaolin überhaupt nicht das Ziel, eine Verbindung nach festen Verhältnissen darzustellen.

Die Verwitterung der einzelnen Feldspathspecies geht jedenfalls mit verschiedener Schnelligkeit vor sich; so widerstehen die kieselsäurereichern Feldspathe länger der Zersetzung als die kieselsäureärmern und die kalireichen werden ungleich schwieriger zersetzt als die natron- und kalkreichen.

Feldspathreiche Gesteine, namentlich Granite, Gneisse und Porphyre haben das Material zur Kaolinbildung dargeboten. Quarzkörnchen, unzersetzte Feldspathstückchen und Glimmerblättchen finden sich, wie schon erwähnt, daher häufig dem Kaolin beigemengt, auch kleine Eisenoxydknötchen haben sich darin gebildet. Die bei der Umwandlung der Feldspathe ausgeschiedene Kieselsäure hat die Bildung von Kiesel-Concretionen veranlasst, welche sich in manchen Kaolinen als Opal, Halbopal, Chalcedon, Hornstein finden; so enthält der Kaolin von Obernzell bei Passau nach Fuchs Opal- und Halbopalknollen, ebenfalls nach Rüppell der von der Insel Elba; reich an chalcedonähnlichen Hornsteinknollen sind, wie Emmons berichtet, die Kaoline von Athol, Johnsburgh und Minerva im Staat New-York. Naumann hält dafür, dass auch der sog. Knollenstein in dem zersetzten Porphyr der Gegend von Halle auf ähnliche Weise entstanden sein mag (Geognosie I. 726).

Das Gebiet der Granite und Porphyre ist daher die Heimath der Kaolinlagerstätten; nicht nur an der Aussenfläche der Gebirgsmassen tritt die Zersetzung, oft in sehr grossartigem Maassstabe, ein, sondern diese Verwesungsprocesse ziehen sich oft tief in das Innere hinein, wo alsdann ein allmählicher Uebergang aus dem nur wenig kaolinisirten in das frische Gestein stattfindet; die ausgezeichnetsten der granitischen Kaolinlager sind die von Carlsbad in Böhmen, Aue bei Schneeberg in Sachsen, St. Yrieix bei Limoges, St. Stephens und Carclaze bei St. Austell in Cornwall (vgl. Bd. I. 501), wo eine sehr starke Kaolinförderung im Gange ist. Die Porphyre von Seilitz, Sornzig und Schieritz in Sachsen haben ebenfalls zur Bildung von Kaolin Anlass gegeben, der von Rasephas bei Altenburg erscheint bis auf eine Tiefe von 30 Ellen umgewandelt. Gleichfalls ist es in der Umgegend von Halle bei Morl und Trotha Porphyr, aus dem der Kaolin entstanden ist, auch einige der cornischen Elvangänge (Bd. I. 558) sind kaolinisirt. In Brasilien findet sich in der Gegend von Rio-Janeiro und Bahia nach Spix und Martius, sowie nach Darwin der Gneiss stellenweise zu beträchtlicher Tiefe in Kaolin zersetzt. Auch die Phonolithe erleiden derlei Umwandlungsprocesse (vgl. Reuss, die Umgebungen von Teplitz 210 und G. Rose in der Zeitschr. d. d. geol. Ges. VI. 1854. 301). Wie v. Richthofen angibt, ist die Porzellanerde von Dubrinics, nördlich von Unghvár in Ungarn, die vorzüglichste in Oesterreich, aus einer

Zersetzung quarztrachytischer Sedimente entstanden (Jahrb. d. geol. R.anst. 1861. 211). Porzellanerde aus trachytischem Material fand er wieder bei dem Dorf Inassa in der Umgegend von Nangasaki (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XIII. 1861. 252).

Secundäre Kaolinlagerstätten, Kaolinmassen, die durch Wasserfluthen zu andern Orten fortgeschwemmt wurden, finden sich auf der Höhe des Sollings zu Neuhaus und bei Lenne im Braunschweigischen. Vgl. noch:

G. Bischof, chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. II. 418 ff.
Bley, Kaolin von Halle, Journ. f. pract. Chem. V. 313.
Brongniart, Laurent und Malaguti, Annales des mines (4) II. 465; Poggend. Ann. LVIII. 89.
Couper, Kaolin aus Cornwall, Journ. f. pract. Chem. XLIV. 232 aus Philos. magaz. Dec. 1847. 435.
Callery, über den Kaolin des Granit von Macao in China, Bull. de la soc. géol. VIII. 1836. 234.
Benza, Kaolin des Syenitgranit der Neelgherries in Ostindien, N. Jahrb. f. Min. 1838. 713.
Terreil, Kaoline aus den Gebirgen des Cabo de Gata, Spanien. Comptes rendus LV. 60.

Thon.

(Plastischer Thon, Töpferthon, Pfeifenthon, Clay, Argile plastique.)

Wasserhaltiges Thonerdesilicat, wie der Kaolin ein Zersetzungsproduct feldspathreicher Gesteine, im trockenen Zustande grob- bis feinerdig, milde und zerreiblich, im feuchten Zustande geschmeidig und plastisch, von sehr verschiedenen weissen und grauen, manchmal gelblichen, röthlichen, bräunlichen, grünlichen, bläulichen Farben, welche öfters in Streifen, Adern und Flecken abwechseln (bunter Thon, variegated clay, mottled clay).

Die Thone saugen begierig Wasser, Salzlösungen, Oele, Fette ein und kleben im trockenen Zustande stark an der feuchten Zunge; nach dem Ansaugen des Wassers bilden sie einen knetbaren und schneidbaren Teig, der das Wasser mit solcher Kraft festhält, dass er über 70 pct. davon aufnehmen kann, ohne es als Tropfen wieder von sich zu geben. Im trockenen Zustande sind sie matt, die geritzte oder am Fingernagel geriebene Stelle zeigt aber einigen Glanz. Beim Austrocknen zieht sich der feuchte Thon zusammen und berstet; ein kleiner Theil des Wassers im Thon geht erst bei der Glühhitze fort, alsdann »brennt sich« der Thon, er büsst seine

Fähigkeit, Wasser fest zu halten und plastisch zu werden, ein. Beim Anhauchen entwickelt der Thon einen unangenehmen, dumpfen charakteristischen Geruch.

Reiner Thon bei 100° getrocknet hat ein spec. Gewicht von 2.44—2.47; es steigt beim allmählichen Erhitzen bis zu 2.70, sinkt aber dann wieder bei zu starker Erhitzung auf 2.48 herab.

Selten ist der Thon vollständig reines wasserhaltiges Thonerdesilicat, indem Carbonate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, die sich durch Brausen mit Säuren zu erkennen geben, sehr häufig innig damit verbunden sind, und Beimengungen von gröberm oder feinerm Quarzsand sich auch nicht selten finden, ebenso wie Glimmerschüppchen und Kohlenstäubchen manchmal seine Masse verunreinigen. Durch bituminöse oder kohlige Stoffe erscheinen die Thone braun oder schwarz gefärbt. Die chemische Zusammensetzung weicht, die Verunreinigungen abgerechnet, im Allgemeinen nicht sehr von der der Kaoline ab. Phipson (Chemical News VII. 210; N. Jahrb. f. Min. 1864. 363) fand in verschiedenen Thonen mehr oder weniger grosse Mengen von Vanadinsäure; so im Londonthon 0.023 und 0.056 pct.; in einem Thon des Gault aus Sussex 0.06 und 0.07 pct., in einem weissen Thon aus Belgien 0.03. Huber wies auch Vanadinsäure in Thonen der Lindener Mark bei Giessen nach (Annalen der Chem. u. Pharm. CXXX. 365).

I. Thon von Pöchlarn in Oesterreich nach v. Ferstl; II. Thon von Bendorf; III. von Grenzhausen in Nassau nach R. Fresenius; IV. Blaugrauer Tegel von Inzersdorf bei Wien nach E. v. Sommaruga, Jahrb. d. geol. R.anst. XVI. 1866. 69.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	62.54	75.44	68.28	50.14
Thonerde	14.62	17.09	20.00	13.18
Eisenoxyd	7.65	1.13	1.78	7.62 $\dot{F}e$
Kalk	—	0.48	0.61	3.85
Magnesia	—	0.31	0.52	0.50
Kali	—	0.52	2.35	0.89
Natron	—	—	—	5.14
Wasser	14.75	4.71	6.39	12.28 Glühv.
	99.56	99.68	99.93	93.60

IV enthält noch: Schwefelsäure 0.73; Kohlensäure 4.81; Chlor 0.007; von Manganoxydul und Phosphorsäure Spuren.

Unter den accessorischen Bestandtheilen sind Krystalle und Krystallgruppen von Eisenkies, Strahlkies und Gyps zu erwähnen; Sphärosiderit, Thoneisenstein und kalkiger Mergel erscheinen oft in Form von Knollen und Nieren. Der Thon führt Schwefel bei Aosta in Piemont und Girgenti in Sicilien, Realgar und Auripigment zu Tajowa in Ungarn, Aluminit zu Auteuil bei Paris.

Petrefacten finden sich in manchen Thonen reichlich und zwar in verhältnissmässig schönen und sehr wohl erhaltenen Exemplaren, während wiederum andere Thone sich als vollständig fossilfrei erweisen. Schichtung ist bei den reinern und einfarbigen Thonvarietäten wohl nur selten deutlich zu beobachten, die bunten Thone, sowie die durch Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen verunreinigten lassen dagegen oft eine mehr oder weniger vollkommene Schichtung erkennen.

Man pflegt eine Anzahl von Mengungsvarietäten der Thone zu unterscheiden, von denen die wichtigsten sind:

Eisenschüssiger Thon mit einem grössern Eisenoxyd- oder Eisenoxydratgehalt, daher ockergelb oder rothbraun, manchmal mit Quarzsand vermengt.

Glimmerreicher Thon mit vielen weissen zarten Glimmerschüppchen gemengt, wodurch nicht selten, wenn sie annähernd parallel vertheilt sind, eine Art von schieferiger Textur hervorgebracht wird.

Töpferthon, weich, sehr zähe, mit sehr fein vertheiltem Quarzsande, brennt sich im Feuer roth.

Bituminöser Thon oder ulminreicher Thon, bläulichgrau, schwärzlichgrau bis schwarz, gänzlich durchdrungen mit bituminösen Stoffen; bleicht zuerst beim Glühen und brennt sich dann gelb oder roth; namentlich in der Lettenkohlenbildung der Triasformation, auch in Verbindung mit Braunkohlen im Tertiär.

Salzthon (v. Humb., argile salifère), ein sehr bituminöser, dunkelgrauer bis schwärzlicher, mit Kochsalz imprägnirter Thon, welcher vielfach von Fasergyps und Anhydrit durchzogen ist; das Steinsalz enthält er auch in Form von Körnern, Nestern und Trümern; er begleitet die Steinsalzablagerungen, namentlich die des Muschelkalks, und ist besonders mit Anhydrit vergesellschaftet, mit dem er entweder wechsellagert oder stück- und brockenweise auf das innigste verbunden ist (Hallerde von Sulz am Neckar). Nach

Schafhäutl enthält der Salzthon ausser dem Thonerdesilicat ($\ddot{Si}$ = 45.50, $\dddot{Al}$ = 15.00) noch Magnesiacarbonat in verhältnissmässig grosser Menge (26.56) (weshalb Schafhäutl den Salzthon einen Bittererde-Mergel nennt), etwas Schwefeleisen und Schwefelmangan, ein Paar Procent Bitumen (2.35) und noch weniger Kochsalz (1.06), daneben ist er bisweilen reich an Diatomeenresten (Ann. d. Chem. u. Pharm. LI. 1844. 261 u. N. Jahrb. f. Min. 1850. 706).

Alaunthon (Alaunerde, Vitriolthon), vollständig imprägnirt mit, dem Auge nicht sichtbaren ausserordentlich feinen Theilchen von Schwefeleisen und Bitumen, daher schwärzlichgrau bis schwarz, meist zum schieferigen geneigt und leicht an der Luft zerfallend. Durch Oxydation des Eisenkies zu Eisenvitriol wird Schwefelsäure frei, welche den Anlass zur Bildung von schwefelsaurer Thonerde gibt. H. Müller zeigte, dass der Alaunthon ausser dem Schwefeleisen noch freien Schwefel und huminsaures Eisenoxydul in allerfeinster unsichtbarer Vertheilung enthält. Der Geschmack nach Alaun tritt im frischen Zustand nur schwach, beim Liegen an der Luft, wenn die Vitriolescirung fortschreitet, stärker hervor. Der Alaunthon entwickelt vor dem Löthrohr auf Kohle schwefelige Säure und brennt sich roth, mit Wasser kann man den Eisenvitriol- und Alaungehalt extrahiren.

	I.	II.	III.
Kieselsäure	45.30	40.00	60.88
Thonerde	10.80	16.00	11.35
Magnesia	—	0.25	0.46
Schwefel	3.94	2.85	—
Kohle	5.95	19.65	7.25
Flüchtiges Bitumen .	—	—	3.78
Eisenoxydul	5.50	6.40	5.15 ($\dddot{Fe}$)
Manganoxyd	0.60	Spur	—
Schwefels. Eisenoxydul	5.73	1.80	0.02
Schwefels. Thonerde .	1.20	—	0.16
Schwefels. Kali . . .	1.75	1.50	0.05
Schwefels. Kalk . . .	1.71	1.50	0.53
Chlorkalium	0.35	0.50	0.02
Wasser	16.50	10.75	10.27
Schwefelsäure . . .	0.47	—	—
	99.80	101.20	99.92

I. Alaunthon vom Pützberg bei Friesdorf unweit Bonn. Bergemann in Nöggeraths Gebirge von Rheinland-Westphalen II. 300.

II. Alaunthon von Freienwalde an der Oder. Klaproth Beiträge IV. 257.

III. Alaunerde von Bockup in Mecklenburg nach Eberhard.

Der Alaunthon bildet Ablagerungen namentlich in der Braunkohlenformation, gewöhnlich die Braunkohlenflötze begleitend und das Hangende derselben bildend, z. B. bei Freienwalde, Schermeissel und Gleissen in der Mark Brandenburg, bei Bockup (49 Fuss mächtig) und Loosen (87 Fuss mächtig nach Brückner) in Mecklenburg, bei Friesdorf und an der Hardt bei Beuel unweit Bonn, bei Altsattel in Böhmen.

Vgl. H. Müller, Journ. f. pract. Chem. LIX. 1853. 257.
Zeitschr. d. d. geol. Ges. IV. 342, 345, 442.

Septarienthon ist ein an kalkigthonigen und mergeligen Nieren (Septarien vgl. Bd. I. 83) reicher Thon, namentlich häufig in der Braunkohlenformation, z. B. bei Hermsdorf unweit Berlin, bei Buckow, bei Gorzig unfern Köthen.

Die Thone haben vorwiegende Entwicklung in den mittlern und jüngern Formationen gefunden; man kennt zwar auch schon Thone im Bereich der ältesten Formationen; so bildet blauer Thon, ganz ähnlich dem tertiären, mächtige Ablagerungen in der untern Etage des Silur der Umgegend von St. Petersburg und Reval; auch die russische Steinkohlenformation (z. B. im Bassin von Moskau, an der Prikscha und Krupitza nach Eichwald) enthält gewöhnliche Töpferthone und v. Lidl erwähnt mächtige graue Thone als Glieder der Steinkohlenformation im böhmischen Bassin von Pilsen. Es folgt eine Aufzählung einiger, in stratigraphischer Hinsicht unterschiedener Thonablagerungen:

Turneri-Thon mit Ammonites Turneri Ziet. im untern Lias (β) Schwabens.

Oxynotus-Thon mit Ammonites oxynotus Quenst. im untern Lias (β) Schwabens.

Amaltheen-Thon mit Ammonites amaltheus Schl. im mittlern Lias (δ) Schwabens.

Bradford-clay in Wiltshire zum englischen Great Oolite, der obern Etage des Lower Oolite gehörend.

Oxford-clay zum englischen Middle Oolite gehörend.

Kimmeridge-clay, unterste Abtheilung des englischen Upper Oolite.

Opalinus-Thon mit Ammonites opalinus Rein. im untern braunen Jura (α) Schwabens.

Ornaten-Thon mit Ammonites ornatus Schl. im obern braunen Jura (ζ) Schwabens.

Wealden-clay, oberstes Glied der englischen Wealdenformation.

Gault, ursprünglich aus Cambridgeshire stammende Bezeichnung für eine Thonablagerung unter dem Upper greensand.

Speeton-clay, zur untersten Kreide in Yorkshire gehörig, hauptsächlich dem Gault entsprechend, aber auch neocome Fossilien enthaltend.

Hils-Thon zur subhercynischen Neocombildung gehörend.

London-clay } im eocänen Londoner Becken.
Barton-clay }

Tegel, Thonbildung im miocänen Wiener Becken.

Walkerde. (Werner.)

Walkererde, Walkthon, Fullers earth, Argile smectique.

Eine grünlichgraue bis ölgrüne und olivengrüne, bisweilen auch weissliche, gelbliche oder bräunlichrothe, sehr weiche, fettig anzufühlende thonartige Masse, manchmal mit verschiedenfarbigen Wolken, Flecken oder Streifen; der Bruch ist uneben oder flachmuschelig im Grossen, feinkörnig, erdig oder splitterig im Kleinen; die Masse ist matt, im Strich oder beim Reiben mit dem Fingernagel glänzend, klebt nur wenig an der Zunge und zerfällt im Wasser leicht unter Ausstossung von Luftblasen zu einer breiartigen, aber nicht plastischen Masse »wie Uhrsand«; saugt sehr begierig Fett und Oel ein, worauf ihre Anwendung zum Walken der Tücher beruht. Das spec. Gewicht ist 1.8 — 2.2.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . .	53.00	48.50	57.10
Thonerde . .	10.00	15.50	31.85
Eisenoxyd . .	9.75	6.50	—
Magnesia . .	1.25	1.50	2.62
Kalk	0.50	0.50 Mn^2O	—
Wasser . . .	24.00	25.50	7.28
Chlornatrium .	0.10	Spur	—
	98.60	98.00	98.85

I. Walkerde von Reigate in England, Klaproth Beiträge IV. 334. II. Walkerde von Nimptsch in Schlesien, Klaproth ebendas. III. Walkerde von Maxton nach Thomson.

Die Analyse von Thomson weicht sehr ab von I und II; die Klaprothschen Walkerden sind sehr thonarm; constant scheint der kleine Magnesiagehalt der Walkerde zu sein.

Bei Rosswein in Sachsen bildet Walkerde eine Ablagerung in der nächsten Umgebung des Gabbro und schon Werner wusste, dass sie nur ein Zersetzungsproduct des »Grünsteinschiefers« ist. Auch bei Riegersdorf in Schlesien begleitet Walkerde den Gabbro. Reifenstein bei Cilly in Steiermark, wahrscheinlich hier ebenfalls ein Zersetzungsproduct basischer Gesteine.

In dem englischen Lower Oolite lagert zwischen dem Inferior und dem Great Oolite eine Thonbildung, welche untergeordnete Lager von Walkerde enthält, daher die ganze Bildung unter dem Namen Fullers earth begriffen wird; die beste findet sich zu Nutfield bei Reigate in Surrey, bei Maidstone in Kent, bei Woburn in Bedfordshire.

In der Turonbildung erscheint Walkerde bei Moresnet unfern Aachen und in der Umgegend von Verviers in Belgien.

Lehm.

Der Lehm ist wesentlich als ein Thon zu betrachten, der durch sehr feinen Quarzsand, auch wohl durch kohlensauren Kalk verunreinigt, und durch Eisenoxydhydrat gefärbt ist; Glimmerstäubchen sind ebenfalls nicht selten mit der Thonmasse gemengt. Damit steht im Zusammenhang die gelblichgraue bis ockergelbe oder braune Farbe des Lehms, die geringere Haftbarkeit an der Zunge, die sandige Beschaffenheit seiner Masse, welche sich mager und rauh anfühlt, einen glanzlosen Strich besitzt und sich auch beim Reiben mit dem Fingernagel nicht glättet. Der Lehm nimmt beträchtliche Mengen Wassers in sich auf und hält sie fest; im feuchten Zustande ist er zwar auch knetbar, besitzt aber doch nicht dieselbe Plasticität, wie der Thon. Im Feuer brennt er sich zuerst roth und schmilzt dann mit grösserer oder geringerer Leichtigkeit zu einer bläulichgrauen oder schwarzen Schlacke.

Den Lehm, welcher einen Gehalt an kohlensaurem Kalk besitzt, hat man Löss genannt; er braust mehr oder weniger stark mit Säuren.

Sehr häufig sind in dem Löss, länglich, rundlich oder eigenthümlich gestaltete Concretionen von Kalkmergel, die sogenannten Lösskindchen, Lössmännchen, Mergelkindchen (vgl. Bd. I. 83), die oft im Innern stark zerborsten sind. Eckige und abgerundete Trümmer anderer Gesteine, auf denen der Lehm sich abgelagert hat, oder aus deren Zersetzung er entstanden ist, sind oft darin eingeschlossen. Land- und Süsswasserconchylien, Gebeine und Zähne von Säugethieren finden sich in den Lehm- und Lössablagerungen verschiedener Gegenden.

Bischof und Kjerulf untersuchten den Löss des Rheinthals bei Bonn. I. auf dem Wege von Oberdollendorf nach Heisterbach. II. Löss, welcher unter dem vorigen liegt, liess beim Schlämmen einen Rückstand von 32.6 pct. an eisenhaltigen Quarzkörnern. III. Löss auf der Strasse von Bonn nach Ippendorf (Chem. und phys. Geol. II. Aufl. I. 504).

	I.	II.	III.
Kieselsäure . .	58.97	78.61	62.43
Thonerde . .	9.97	15.26	7.51
Eisenoxyd . .	4.25		5.14
Kalk . . .	0.02	—	—
Magnesia . .	0.04	0.91	0.21
Kali	1.11	3.33	1.75
Natron . . .	0.84		
Kohlens. Kalk .	20.16	—	17.63
Kohlens. Magnesia	4.21	—	3.02
Glühverlust .	1.37	1.89	2.31
	100.94	100.00	100.00

Wie durch den mehr oder weniger beigemengten Quarz die Kieselsäure, so wechselt auch der Gehalt an Carbonaten bedeutend. Zu beachten ist, dass innerhalb der Löss-Ablagerungen auch vollkommen carbonatfreie Massen vorkommen, wie II erweist. Nach Krockers sieben Analysen von Löss auf dem linken Rheinufer zwischen Mainz und Worms schwankt die Menge des kohlensauren Kalks von 12.3 bis 36 pct., die der kohlensauren Magnesia von Spuren bis zu 3.2 pct. (Ann. der Chem. u. Pharm. LVII. 373). Löss von Pitten in Niederösterreich enthält nach C. von Hauer 30.68 pct. kohlensauren Kalk und 12.33 pct. kohlensaure Magnesia (Jahrb. der geolog. Reichsanst. 1852. 118).

Lehm und Löss bilden oft mächtige, weit ausgedehnte, dabei meist nicht mit Schichtung versehene Ablagerungen von verhältnissmässig sehr junger Entstehung in den Thälern oder an den Gehängen älterer Gebirge, sowie in den Diluvialebenen; z. B. in den Thälern des Jura, des Schwarzwaldes, in den Umgebungen des Bodensees; im Rheinthal und dessen Seitenthälern von Basel bis über Bonn hinaus lagert der Löss manchmal in einer Mächtigkeit von mehrern hundert Fuss auf den verschiedenartigsten Gesteinen und steigt stellenweise bis zur Höhe von 400 Fuss über den Rheinspiegel an; (über den Löss des Rheins vgl. Al. Braun im Neuen Jahrb. f. Min. 1847. 51 und v. Dechen, geogn. Führer in das Siebengeb. 402). Auch im Donauthal in der Gegend von Linz. Das norddeutsche Diluvium besitzt ebenfalls sehr mächtige und weit ausgedehnte Lehmlager.

Anhangsweise sei bei den Thonen einiger eigenthümlicher Gesteine gedacht, welche sich als Producte der Einwirkung von Kohlenbränden, als verbrannte, gefrittete und verschlackte Thone und Schieferthone darstellen.

Porzellanit, Porzellanjaspis.

Eine lavendelblaue, perlgraue, aschgraue, gelbliche bis bräunliche, röthlichgraue bis ziegelrothe, oft mit gefleckter, geflammter, gewolkter, gestreifter Farbenzeichnung versehene, bald dickschieferige, bald massige, zerborstene und zerrissene Steinmasse von bisweilen schlackenähnlicher Beschaffenheit; matt oder nur schwach fettglänzend, undurchsichtig oder schwach an den Kanten durchscheinend, mit meist muscheligem Bruch. Vor dem Löthrohr bedeckt der Porzellanit sich mit einem etwas lichtern Schmelz und fliesst mit Natron zu Glas.

Die schieferigen Varietäten enthalten mitunter sehr schöne und deutliche Pflanzenabdrücke. Die Porzellanite sind selten deutlich geschichtet, meist bestehen ihre zum Theil mächtigen und ausgedehnten Ablagerungen aus regellos übereinander geschütteten oder etwas zusammengesinterten Stücken.

Die Porzellanite sind, wie bereits bemerkt, Thone und Schieferthone, welche durch den Contact mit brennenden Kohlenflötzen metamorphosirt wurden. Producte von brennenden Steinkohlenflötzen sind die Porzellanite von Duttweiler bei Saarbrücken, von Planitz und Zwickau in Sachsen, Braunkohlenbrände haben die

Porzellanite von Apterode in Kurhessen, von Lessau unweit Carlsbad, sowie die der Umgegend von Bilin, Teplitz und Kommotau in Böhmen erzeugt (vgl. A. E. Reuss, Umgebung v. Teplitz u. Bilin 1840. 119).

Der Basaltjaspis (Systyl Zimmermann), ist ein durch Basalt umgewandelter Schieferthon oder mergeliger Sandstein, eine undurchsichtige, harte, perlgraue, lavendelblaue, auch gelblich- oder schwärzlichgraue Masse mit etwas muscheligem oder etwas splitterigem Bruch, die durch Klüfte in unregelmässige, scharfkantige Stücke zerfällt. Der Basaltjaspis scheint das Product der Einwirkung des heissen Basalt auf angrenzende Gesteine oder umschlossene Bruchstücke von schieferthonartiger oder sandsteinartiger Beschaffenheit zu sein. Ausgezeichneter Basaltjaspis erscheint nach Nöggerath als das 4—6 Fuss mächtige liegende Saalband eines im Grauwackengebirge aufsetzenden Basaltganges am Kornsteinchen bei Liers an der Ahr (Gebirge in Rheinl.-Westphalen I. 109). An der Goldkiste, bei der Gierswiese und andern Punkten im Siebengebirge findet sich Basaltjaspis als Einschluss im Basalt, ebenso an der Stoffelskuppe bei Eisenach, am hohen Parkstein bei Weiden in Bayern, am Wartenberg bei Donaueschingen, wo der Liasschiefer zu Basaltjaspis geworden ist, in dem noch organische Ueberreste zu erkennen sind, am Boratscher Berg in Böhmen, wo der Basaltjaspis vollkommen dem Porzellanit gleicht.

Zu dem Basaltjaspis sind wohl auch jene im Aeussern kieselschieferähnlichen oder hornsteinähnlichen Massen zu rechnen, welche man manchmal im Contact mit Basalt findet, z. B. bei Dunbar in Schottland, bei Duntulm Castle auf Skye, am Vorgebirge Portrush in Irland, sowie jene von Dana als chert bezeichnete blaue Masse von hornsteinähnlicher Beschaffenheit, in welche durch einen Basaltgang auf weite Erstreckung hin die Thonschichten der Steinkohlenformation am Hunter-River in Neu-Süd-Wales umgewandelt sind (Am. journ. of sc. XLV. 115). Manche dieser Massen scheinen indessen ihre Ausbildung mehr einer Verkieselung als einer Frittung zu verdanken.

Tschernosem (Schwarzerde).

Eine schwarze, feine Erde mit 6—10 pct. organischer Substanz (nach Ehrenberg auch viele Phytolitharien und einige Dia-

tomeen enthaltend), welche in ungeheurer Verbreitung im centralen und südlichen Russland abgelagert ist, und sich bis über den Ural in das südliche Sibirien hineinzieht, stellenweise 20 Fuss Mächtigkeit erreichend, und bisweilen Höhen von 400 Fuss über den Thalsohlen bedeckend. Nach Ruprecht ist diese Bildung nicht, wie man gemeint hat, ein alter Seeschlamm, denn es fehlen alle Spuren von Meeresconchylien, mikroskopischen Polythalamien und Polycistinen, ebenso die marinen Bacillarien, ist auch nicht durch Austrocknung und Verwesung von Torfmooren entstanden, sondern eine Art Rasenerde.

Zusammensetzung des Tschernosem: I. unmittelbar unter dem Rasen; II. vier Werschok tiefer; III. unmittelbar über dem Untergrund; sie bestehen unter dem Mikroskop grösstentheils aus unregelmässigen unkrystallinischen Theilchen farbloser Mineralsubstanz von höchstens 0.04 Linie Durchmesser, aus braunen Humusflocken und aus Stäbchen, wie es scheint, zu Ehrenbergs Phytolitharien gehörend (E. Schmid, Bull. de St. Pétersbourg 1849. VIII. 164; N. Jahrb. f. Min. 1850. 350):

	I.	II.	III.
Hygroskopisches Wasser, bei 115° C. verflüchtigt	3.81	3.32	3.26
(Harzgehalt	0.018	0.032	0.020)
Humose Bestandtheile, den letztern einbegriffen .	12.16	8.29	5.73
Mineralbestandtheile . .	84.03	88.38	91.01
	100.00	99.99	100.00

Die Mineralbestandtheile sind:

	I.	II.	III.
Kieselsäure u. Silicat .	93.77	94.06	94.85
Thonerde	1.29	2.39	1.80
Eisenoxyd	2.70	2.33	2.95
Manganoxyd	0.16	0.04	0.01
Kohlensaurer Kalk . .	1.40	0.88	0.43
Kohlensaure Magnesia .	1.09	0.48	0.38
Phosphorsäure . . .	0.07	—	—
Kali	0.21	0.27	0.31
Natron	0.08	0.11	0.12
	100.77	100.56	100.85

Hermann, Journ. f. pr. Chem. XII. 1837. 277.
Ehrenberg, über die mikroskopischen Bestandtheile des Tschernosem, Monatsber. der Berliner Akad. d. W. 1850. 268. 364. vgl. Neues Jahrb. f. Min. 1852. 344.
Murchison im Philosoph. Magaz. Januar 1843.
Wangenheim von Qualen, Bull. de Mosc. (2) XVII. 1854. 446; daraus im Neuen Jahrb. f. Miner. 1856. 74.
Petzholdt, Bull. de l'Acad. de St. Pétersbourg 1850. IX. Nro. 5 und Journ. f. pract. Chem. LI. 1.
Ruprecht, Journ. f. pract. Chem. XLIII. 1864. 385.

Register.

A.

B.

C.

D.

E.

H.

N.



O.

P.

T.

U.

V.

W.

Z.





